

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ÈS - SCIENCES NATURELLES

par

Jacques LETERRIER

Attaché de Recherche

au Centre National de la Recherche Scientifique

Etude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège)

Soutenue publiquement le 9 mai 1972 devant la Commission d'Examen

JURY :

M. M. ROUBAULT, Membre de l'Institut, Président

MM. G. ROCCI, J. FABRIÈS, H. de LA ROCHE, Examineurs

T H È S E

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ÈS - SCIENCES NATURELLES

par

Jacques LETERRIER

Attaché de Recherche
au Centre National de la Recherche Scientifique

Etude pétrographique et géochimique
du Massif granitique de Quérigut
(Ariège)

Soutenue publiquement le 9 mai 1972 devant la Commission d'Examen

JURY :

M. M. ROUBAULT, Membre de l'Institut, Président

MM. G. ROCCI, J. FABRIÈS, H. de LA ROCHE, Examineurs

1853

THE UNIVERSITY OF LEIDEN

LIBRARY

DOCTORAL THESIS

JACQUES LEBLANC

DE

LA FACULTÉ DE MÉDECINE

Étude physiologique et géométrique
des muscles striés de l'homme



Présentée à la Faculté de Médecine de l'Université de Leiden

1853

Le Directeur de la Faculté de Médecine

Prof. Dr. J. A. MOORE

Le Directeur de la Faculté de Médecine de l'Université de Leiden

Etude pétrographique et géochimique
du Massif granitique de Quérigut
(Ariège)

AVANT-PROPOS

Lorsqu'à mon retour de service militaire, en 1964, se posa à moi le problème d'aborder un sujet de thèse, l'occasion me fut donnée de travailler en liaison avec une équipe nancéienne solidement implantée dans les problèmes pyrénéens.

Si Nancy s'intéresse particulièrement aux Pyrénées, nous le devons à Monsieur le Professeur M. ROUBAULT, Membre de l'Institut, Directeur du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, qui dès 1930, s'est penché sur les problèmes géologiques posés par cette chaîne montagneuse.

C'est ainsi que M. H. de la ROCHE, Directeur-Adjoint du C.R.P.G., mon parrain de thèse, me proposa d'entreprendre l'étude du Massif de Quérigut.

Je voudrais ici exprimer toute ma reconnaissance à Monsieur le Professeur M. ROUBAULT qui fut mon premier maître en géologie à la Faculté des Sciences de Nancy, d'avoir bien voulu m'intégrer dans l'équipe de Chercheurs du C.R.P.G. Monsieur le Professeur ROUBAULT mettait ainsi à ma disposition les excellents moyens analytiques du C.R.P.G., grâce auxquels en grande partie, ma thèse s'est construite. Je ne sais comment lui exprimer toute ma gratitude d'accepter de présider mon jury de thèse comme lors de la soutenance de mon DES, il y a quelque 10 ans.

Que Monsieur H. de la ROCHE trouve dans ces quelques lignes l'expression de ma profonde reconnaissance pour la constante attention qu'il a portée à mon travail. M. de la ROCHE fut pour moi un guide sûr, exigeant, m'initiant spécialement aux problèmes de la recherche géochimique. C'est grâce à M. de la ROCHE que ce travail de thèse a pu être mené à bien.

Ma pensée va aussi vers Monsieur le Professeur G. ROCCI, Président de l'U.E.R. Sciences de la Terre, Métallurgie, Chimie Minérale de Nancy I, qui m'initia le premier à la recherche en suivant mon cheminement lors de mon DES de pétrographie. De nouveau, le Professeur G. ROCCI me fait l'honneur d'accepter de faire partie de mon jury de thèse, ce dont je lui suis extrêmement reconnaissant.

Mes remerciements s'adressent de même à M. J. FABRIES, Professeur de Minéralogie au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, dont les travaux (notamment sur les amphiboles) me furent d'un grand secours, et qui a bien voulu venir à Nancy juger de mon travail de thèse.

Je remercie également tous ceux qui tout au long de ces années de recherches, m'ont guidé ; je pense plus particulièrement à :

M. J. MULLER qui le premier, m'emmena sur le terrain dans les Pyrénées.

M. A. AUTRAN dont les conseils m'ont été très précieux.

M. J. SONET avec qui je fis plusieurs missions dans le Quérigut et qui, par la suite, me permit d'élaborer la partie géochronologique de ce mémoire.

Tous les Chercheurs avec lesquels j'ai eu de très fructueux dialogues : F. DEBON, travaillant actuellement sur le Massif de Cauterets ; B. MOINE ; A. PLOQUIN ; B. POTY ; P. LE FORT ; F. SAUPE ; P. GRANDCLAUDE ; J.L. ZIMMERMANN ; J. MACAUDIERE ; G. DAGALLIER ; B. GABENISCH ; J. PREDALI.

M. K. GOVINDARAJU, Chef de la Section d'analyses spectrométriques qui me permit de disposer de plus de 500 analyses de roches et de minéraux.

M. P. ISNARD qui mit au point les méthodes de traitement analytique, donnant ainsi un outil indispensable aux calculs paramétriques.

MM. B. GINGLINGER et F. LHOTE qui ont assuré l'étude des phases minérales aux Rayons X.

M. M. VERNET grâce auquel j'ai pu disposer de compléments analytiques.

M. P. MARCHAL auquel je dois les séparations de minéraux.

MM. M. GUYOT, E. BRISSON, L. SANDRIN et J. SCHWARTZKOPFF qui ont réalisé toutes les lames minces.

Je n'oublie pas non plus toutes les personnes qui, au C.R.P.G., ont grandement contribué à l'élaboration de ce mémoire. Je pense à :

M. BRISTIEL, Secrétaire Général du C.R.P.G.

M. BONVALOT, Chef du Service Général.

Mme PROTAS qui a bien voulu prendre en charge toute la partie bibliographique.

Mmes CHRETIEN, GARILLOT, DROUHOT, SARRE et SCHWARTZ dont le dévouement a été sans limite pour dactylographier, corriger et imprimer ce mémoire.

MM. BAUER et GORAU qui se sont chargés avec toute leur compétence des travaux photographiques et des reproductions de diagrammes.

MM. DREUX et LEGROS auxquels je dois l'excellente qualité des figures et de la carte géologique du Massif de Quérigut.

M. CHRETIEN qui n'a pas compté son temps pour mener à bien l'impression de cette thèse.

Ma pensée va enfin à tous ceux qui m'ont accompagné sur le terrain : MM. LEHMANN, MULOT, MOREL, DEMANGE, CHOUARD, HILLEMBRAND, aux habitants de Formiguères qui m'ont réservé un accueil toujours chaleureux et aux bergers rencontrés au cours de mes journées de terrain, qui m'ont beaucoup appris.

Depuis les travaux classiques de A. Lacroix sur les granites pyrénéens et leurs phénomènes de contact, le Massif de Quérigut était donné en exemple de l'endomorphisme des granites au contact de leurs enclaves et de leur encaissant. Cette particularité méritait une étude approfondie, bénéficiant des méthodes quantitatives modernes. Engagées sur ce thème, les recherches présentées dans ce mémoire révélèrent rapidement qu'aux variations liées à l'endomorphisme s'ajoutaient d'autres variations, beaucoup plus spectaculaires, liées à la présence, dans le Massif, de nombreux corps basiques gabbro-dioritiques dont l'origine magmatique ne paraît plus faire de doute. Au-delà de la cartographie et de la présentation générale du Massif et de son encaissant, ce mémoire donne donc une part prééminente à l'étude des relations entre les roches acides et les roches basiques. Près de 700 analyses de roches et de minéraux donnent à cette étude un caractère quantitatif plus affirmé que dans la plupart des travaux analogues.

Les roches ignées :

Les roches ignées constituant le Massif ont été réparties en trois classes : roches basiques, granitoïdes et formations filoniennes. Chaque classe comporte plusieurs faciès dont on présente l'étude à diverses échelles :

- Etude de terrain concrétisée par la carte d'ensemble du Massif au 1/50 000e:
- Etude pétrographique permettant en particulier de définir l'ordre de cristallisation des phases minérales.
- Etude géochimique qui, grâce à l'analyse en grande série, s'est avérée être un outil fondamental pour l'étude des processus pétrogénétiques.
- Etude minéralogique à la suite de laquelle a été tentée une approche thermodynamique de la cristallisation des roches.
- Etude géochronologique qui, tout en s'avérant décevante sur le plan de la chronologie absolue, a fourni d'importantes informations d'ordre géochimique et pétrogénétique.

a) Les roches basiques :

Des massifs gabbro-dioritiques frangés de zones à enclaves basiques ainsi que de grandes zones de mélange entre roches basiques et granitoïdes occupent près de 10 % de la surface du Massif. Les larges variations de composition des roches basiques depuis les gabbros jusqu'aux diorites quartzifères résultent de la superposition de deux tendances évolutives. La première, tendance alcaline à fer constant, est attribuable à la différenciation magmatique. La seconde, tendance siliceuse à fer décroissant, accompagnée d'une augmentation de la granulométrie, témoigne d'échanges métasomatiques entre les magmas basiques en voie de cristallisation et leur environnement granitique vraisemblablement à l'état magmatique.

A l'intérieur des corps basiques, des noyaux d'amphibolo-pyroxénites et de cortlandites sont interprétés comme des cumulats issus de la cristallisation fractionnée précoce des magmas basiques.

b) Les roches granitoïdes :

Reprenant la distinction déjà proposée par E. Raguin, nous avons séparé les granitoïdes "septentrionaux" et "méridionaux".

Dans les granitoïdes septentrionaux, les faciès s'organisent suivant plusieurs types de structures. A l'échelle du Massif, une mégastructure allongée, subconcentrique, associe, du coeur à la bordure, un granite calcoalcalin, un granite monzonitique porphyroïde, un granite monzonitique (les deux granites monzonitiques présentant toutefois des caractères chimico-minéralogiques sensiblement identiques). A l'approche des masses basiques et à l'échelle hectométrique à décamétrique on observe le développement d'une séquence granite - granodiorite - tonalite, ces dernières pénétrant en lacis à l'intérieur des corps basiques. Les données géochimiques et isotopiques montrent que cette séquence ne saurait être expliquée ni par l'hypothèse d'une série comagmatique basique-acide, ni par celle d'un mélange en proportions variables d'un magma basique et d'un magma granitique. Plus probable est l'existence d'échanges métasomatiques importants entre magmas acides et basiques.

Les granitoïdes méridionaux sont caractérisés par leur richesse en septa métasédimentaires. Leurs structures sont oblitérées sous l'effet d'une blastomylonitisation qu'exprime une foliation généralisée. Ils s'organisent en séquences granite monzonitique - granodiorite - tonalite. Vis à vis de leur équivalent septentrional ces séquences présentent un net caractère hyposodique et en contrepartie hyperpotassique et se décalent ainsi du domaine des roches ignées en direction de celui des roches sédimentaires. Une telle dérive, qui ne saurait être expliquée par l'action du phénomène de blastomylonitisation, trouve vraisemblablement son origine sous l'effet d'une contamination, toutefois discrète, par les formations sédimentaires dont les reliques subsistent sous forme de septa.

2) Les formations sédimentaires et le métamorphisme :

Le Massif est mis en place au sein d'un complexe sédimentaire allant de l'Ordovicien au Dinantien. Les septa métasédimentaires inclus dans le Massif appartiennent à ce complexe, comme le montrent leurs caractères lithologiques et géochimiques.

Les paragenèses des micaschistes, tant dans les septa que dans la bordure immédiate du Massif, témoignent de plusieurs phases de déformation accompagnées et encadrées par des phases de cristallisation. Ainsi, durant l'orogénèse hercynienne, à un métamorphisme régional de moyenne pression dans le faciès amphibolite a succédé, dans des conditions tarditectoniques, un métamorphisme de contact lié à la mise en place des granitoïdes. La répartition des isogrades dans les micaschistes encaissants suggère l'existence d'un "effet de socle" analogue à celui décrit par M. Fonteilles et G. Guitard dans les Pyrénées Orientales.

Les transformations exomorphiques subies par les septa métasédimentaires demeurent discrètes. Nous avons notamment montré que les "leptynolites", ou micaschistes feldspathiques, de A. Lacroix ne résultent pas de la feldspathisation de roches quartzo-pélitiques mais qu'ils se rattachent aux roches ignées gabbro-dioritiques.

Abstract

Since the classic work of A. LACROIX on the granites of the Pyrenees and their contact relations, the massif of Querigut has been cited as an example of chemical reaction between granite and its country rocks and xenoliths (endomorphism). The present study is, in part, an application of modern analytical techniques to the re-examination of these phenomena. In addition, particular emphasis has been given to the origin of the hybridized zone between basic (gabbro-dioritic) rocks, probably of magmatic origin and their surrounding granitoid rocks.

Igneous rocks :

The igneous rocks which form the massif of Querigut can be grouped into three major categories : basic rocks, granitoid rocks and sills. These rocks were studied in the following manner :

- the massif was mapped at the scale of 1:50000,
- the crystallization order of the minerals was determined with the use of the petrographic microscope,
- 700 bulk chemical analysis for 18 major and minor elements were made using the routine semi-automatic procedures at the CRPG,
- a thermodynamic interpretation of the mineral paragenesis was attempted,
- the rocks were "dated" with Rb-Sr techniques, which, although disappointing for absolute chronology, gave useful geochemical and petrogenetical informations.

a) Basic rocks :

About 10 % of the massif is underlain by gabbro-dioritic bodies which occur as massifs fringed by a hybrid zone of basic and granitoid rocks. The basic rocks vary in composition between gabbroic and quartz-dioritic. This variation is interpreted to result from the interaction of two distinct evolutionary trends : an alkaline trend, with constant iron, attributable to magmatic differentiation, and a siliceous trend, with decreasing iron accompanied by an increase of grain size, attributable to chemical exchange between basic magma and its granitoid surroundings. The granitoid surroundings were probably also in a magmatic state.

Isolated small masses of amphibole-pyroxenite and of cordierite, which occur within the basic bodies, are interpreted as originating as cumulates early in the crystallization history of the basic magma.

b) Granitoid rocks :

The northern granitoids are distinguished from the southern granitoids as was originally done by E. RAGUIN.

The northern granitoids occur as an elongate body with a sub concentric zonal pattern, from the core towards the outer contact, of calcalkaline granite, porphyritic monzonite and monzonite (the two monzonites showing

however, fairly identical chemico-mineralogical features). Near the contact with the basic masses, the granites grade through granodiorites and tonalites. The tonalite penetrates with a net-work like pattern into the basic bodies. The chemical and isotopic data suggest that the chemical changes in the granitoid rocks are the result of chemical exchanges between the basic and acid magmas rather than being the result of either a comagmatic acid-basic rock series or to a mixing in varying proportions of basic and acid magmas.

The southern granitoids are distinguished by their abundance of metasedimentary xenoliths. The primary structures have been obliterated by the effect of blastomylonitization expressed by a pervasive foliation. The southern granitoids are also zoned on a large scale from monzonite to granodiorite and then tonalite. However, in contrast to the northern granitoids, the southern ones are hypo-sodic and hyper-potassic in character. This difference may be attributable to contamination by sedimentary rocks, whose relics occur as xenoliths.

Sedimentary rocks and their metamorphism :

The massif has intruded into a sedimentary sequence of Ordovician to lower Carboniferous (Dinantian) in age. Based on lithological and chemical similarities, the metasedimentary xenoliths in the southern granitoid body appear to belong to this sequence. The paragenesis of the micaschists inside and in the surroundings of the granitoid body, suggest several episodes of deformation accompanied by mineral re-crystallization. The conclusion is that the medium pressure regional metamorphism in the amphibolite facies which prevailed during the Hercynian orogeny gave way into thermal metamorphic episode accompanied by intrusion of granitoid bodies. The distribution of the isograds in the surrounding micaschists is consistent with the concept of an "effet de socle" ("basement effect") analogous to that described by M. FONTEILLES and G. GUITARD in the eastern Pyrenees.

The chemical changes in the metasedimentary xenoliths (the "exomorphism" of LACROIX) do not appear to be as generally well developed as was suggested by LACROIX. The feldspathic micaschists ("leptynolites" of LACROIX) probably originate by magmatic injections associated with the gabbro-dioritic rocks rather than by feldspathization of quartzo-pelitic rocks as proposed by LACROIX.

ZUSAMMENFASSUNG

Seit den klassischen Arbeiten von A. LACROIX über die pyrenäischen Granite und ihre Kontakterscheinungen, galt das Querigut-Massiv als Beispiel des Endomorphismus der Granite am Kontakt mit ihren Einschlüssen und Nebengesteinen. Diese Besonderheit rechtfertigte eine eingehende Bearbeitung mit Hilfe von modernen, quantitativen Methoden. Die hier vorgelegten Untersuchungen wurden auf dieses Thema gerichtet. Sie bewiesen aber bald dass, ausser den vom Endomorphismus bedingten Schwankungen, weit auffälligere Anomalien bestehen. Letztere sind gebunden an die Anwesenheit von zahlreichen gabbro-dioritischen basischen Körpern, deren magmatischer Ursprung nicht mehr zweifelhaft erscheint. Über die Kartographie und die allgemeine Darstellung des Massivs und seiner Umgebung hinausgreifend, widmet also vorliegende Abhandlung ein besonderes Interesse den Beziehungen zwischen basischen und sauren Gesteinen. Etwa 700 Gesteins- und Mineralanalysen geben dieser Untersuchung einen quantitativen Zug der stärker ausgedrückt ist, als in den meisten ähnlichen Arbeiten.

1 - DIE ERUPTIVGESTEINE.

Die Eruptivgesteine des Massivs werden in drei Gruppen geteilt : basische, granitoide und Gang-Gesteine. Jede Gruppe enthält ihrerseits mehrere Gattungen, die in verschiedenen Richtungen bearbeitet und beschrieben wurden :

- Geländebeobachtungen, die in einer Karte im Masstab 1 : 50.000 zusammengefasst sind.
- Petrographische Bearbeitung die insbesondere auf die Aufstellung der Kristallisationsreihe der Mineralien gerichtet war.
- Geochemische Bearbeitung, die sich dank zahlreicher Analysen als grundlegend für das Studium der genetischen Vorgänge erwies.
- Mineralogische Bearbeitung, die eine Basis zu einer thermodynamischen Betrachtung der Gesteinskristallisation lieferte.
- Geochronologische Bearbeitung die, obwohl in Bezug auf absolute Chronologie enttäuschend, wichtige geochemische und petrogenetische Daten ergab.

a) - Basische Gesteine.

Gabbro-dioritische Massive, von Gürteln mit basischen Einschlüssen gesäumt, sowie weite, aus einer Mischung basischer und granitoider Gesteine bestehende Zonen bilden 10 % der Oberfläche des Massivs. Die basischen Gesteine zeigen breite Schwankungen in ihrer Zusammensetzung, die durch eine Überlagerung von zwei Entwicklungstendenzen entstanden sind. Die erste, eine alkalische Tendenz mit konstantem Fe, ist einer magmatischen Differenziation zuzuschreiben. Die zweite ist gekennzeichnet durch Zunahme der Kieselsäure mit abnehmendem Fe, die von einer Zunahme der Korngrösse begleitet wird. Sie beweist metasomatischen Austausch zwischen / im Kristallisieren begriffenen basischen Magmen und ihrer granitischen Umgebung, die wahrscheinlich noch im magmatischen Zustand war.

Die basischen Körper besitzen Kerne aus Amphibolo-pyroxeniten und Cortlanditen. Diese werden als während der Frühkristallisation gebildeten Kumulate aufgefasst.

b) - Granitoide Gesteine.

Die von E. RAGUIN vorgeschlagene Trennung in "nördliche" und "südliche" Granitoide wurde beibehalten.

In den nördlichen Granitoiden gliedern sich die Fazien verschiedener Weise. Wird das Massiv insgesamt betrachtet, erscheint eine längliche, subkonzentrische/ Struktur, die von Kern zu Rand folgende Gesteinstypen umfasst: calco-alkaliner Granit, porphyrischer Monzonitgranit, Monzonitgranit. (Die beiden Monzonitgranite besitzen ungefähr ähnliche chemische und mineralogische Eigenschaften). In Richtung zu den basischen Massen, und im Dekameter- bis Hektometerbereich wird folgende Reihe beobachtet: Monzonitgranit - Granodiorite - Tonalit. Letzterer dringt netzartig in die basischen Massen ein. Der Chemismus der Gesteine (Hauptelemente), ergänzt durch Isotopenbestimmungen (Rb/Sr und teilweise K/Ar), zeigt dass sich die Reihe weder durch eine komagmatische basisch-saure Serie, noch durch ein Gemisch in verschiedenen Proportionen eines basischen mit einem granitischen Magma erklären lässt. Beträchtlicher, metasomatischer Austausch zwischen sauren und basischen Magmen erscheint viel wahrscheinlicher.

Die südlichen Granitoide sind durch zahlreiche metasedimentäre Septa gekennzeichnet. Ihre Strukturen sind von einer Blastomylonitisierung überdeckt, die sich durch eine allgemeine Schieferung ausdrückt. Sie gliedern sich in folgende Reihe : Monzonitgranit - Granodiorit - Tonalit. Gegenüber ihrer nördlichen Äquivalenten sind diese Gesteine Närmer, aber K-reicher. Im Diagramm verschiebt sich ihre Darstellung aus dem Bereich der Eruptivgesteine in dasjenige der Sedimente. Eine solche Abtrift, die sich nicht durch die Blastomylonitisierung erklären lässt, wird wahrscheinlich durch eine schwache Kontaminierung durch Sedimente hervorgerufen, deren Relikte noch als Septa bestehen.

2 - DIE SEDIMENTGESTEINE UND DER METAMORPHISMUS

Das Massiv hat in einem sedimentären Komplex Platz genommen, dessen Alter sich vom Ordovizium bis zum Dinant erstreckt. Die in dem Massiv eingeschlossenen metasedimentären Septa gehören zu diesem Komplex, wie es ihre lithologischen und geochemischen Merkmale be- weisen.

Die Paragenesen der Glimmerschiefer, sowohl in den Septa als in der allernächsten Umrandung des Massivs, zeugen von verschiedenen Deformationsphasen, die von Kristallisationsphasen begleitet und gegliedert werden. Während der varistischen Orogenese folgte dem regionalen Metamorphismus, unter mittleren Drucken im Amphibolitfazies, ein spättektonischer Kontaktmetamorphismus, der mit der "mise en place" der Granitoide verbunden ist. Die Verteilung der Isograden in den umgebenden Glimmerschiefern deutet einen "Sockeleffekt" an, so wie er durch M. Fonteilles und G. Guitard in den östlichen Pyrenäen beschrieben wurde.

Die von den metasedimentären Septa erlittenen exomorphen Umwandlungen blieben gering. Unter Anderem konnten wir beweisen dass die "Leptynoliten" (Feldspathführende Glimmerschiefer) im Sinne von A. Lacroix nicht durch Feldspatisierung quarz-pelitischer Gesteine entstanden sind, sondern dass sie zu den gabbro-dioritischen Eruptivgesteinen zu zählen sind.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE

I - PRESENTATION HISTORIQUE	1
II - CADRE GEOGRAPHIQUE	4
III - CADRE GEOLOGIQUE	6
1) - ENSEMBLES GEOLOGIQUES	6
a) Les gneiss	8
b) Les schistes infrapaléozoïques	8
c) Les terrains gothlando-carbonifères	8
d) Les massifs granitiques	9
2) - LA TECTONIQUE	9
3) - LE VOLCANISME	10
IV - ORIENTATION DES RECHERCHES ET METHODES DE TRAVAIL	10

1ère Partie - LES ROCHES IGNEES

A - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

A - ch.1 - INTRODUCTION	12
I - PRESENTATION DES GRANDES UNITES DE ROCHES IGNEES	12
II - PRESENTATION DE LA COUPE DE LA VALLEE DE L'AUDE	15
A - ch.2 - LES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES	18
(gabbros et diorites quartzifères, amphibolites, pyroxéno- amphibolites, cortlandites)	18

I - LOCALISATION - EXTENSION - CARACTERES MACROSCOPIQUES

<i>RAPPORTS AVEC LES ROCHES GRANITOIDES</i>	18
1) - LES GABBROS ET DIORITES QUARTZIFERES	18
a) Types de gisement	18
b) Caractères macroscopiques des roches en massifs	19
α) Les faciès à grain fin	20
β) Les faciès à grain moyen	20
γ) Les faciès à gros grain	20
δ) Les pegmatoïdes basiques	21
ε) Les faciès à grain très fin hypermélanocrates	21
c) Caractères macroscopiques des roches basiques en enclaves dans les granodiorites	21
α) Les faciès à grain très fin	21
β) Les faciès à grain fin	22
γ) Les faciès à grain moyen	22
δ) Les faciès à grain fin à moyen essentiellement biotitiques	22
2) - LES ROCHES "ULTRABASIQUES"	22
a) Localisation - extension - rapports avec les roches basiques	22
b) Caractères macroscopiques	22
α) Les amphibolites	23
β) Les pyroxéno-amphibolites	23
γ) Les cortlandites	23
<i>II - CARACTERES MICROSCOPIQUES</i>	23
1) - LES GABBROS ET DIORITES QUARTZIFERES	23
a) La texture	23
b) Les minéraux	24
α) Le plagioclase	24
β) L'amphibole	25
γ) La biotite	26
δ) Le quartz	27
ε) Le feldspath alcalin	27
η) Les minéraux accessoires	28

c) L'ordre de cristallisation	28
d) Compositions modales et variations de faciès ou de gisement	31
2) - LES ROCHES ULTRABASIQUES	35
a) La texture	35
b) Les minéraux	35
α) Les amphiboles	35
β) Le mica	36
γ) Le plagioclase	36
δ) Les pyroxènes	37
ε) L'olivine	37
η) Le quartz	37
θ) Les minéraux accessoires	37
c) Ordre de cristallisation	38
d) Caractères séquentiels et relations avec les roches basiques	39
III - CONCLUSION	41
A - ch. 3 - LES ROCHES GRANITOIDES	42
I - INTRODUCTION	42
1) - LES PRINCIPAUX ENSEMBLES DE ROCHES GRANITOIDES	42
2) - CARACTERES TECTONIQUES MAJEURS	43
II - CARACTERES MACROSCOPIQUES - LOCALISATION - EXTENSION - RAPPORTS STRUCTURAUX	46
1) - LES FACIES CENTRAUX ET SEPTENTRIONAUX	46
a) Le granite de Quérigut	46
b) Le granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre	47
c) Le granite monzonitique d'Escouloubre	49
d) Les granodiorites et les tonalites	50
2) - LES FACIES MERIDIONAUX (granites monzonitiques, grano- diorites, tonalites)	52
III - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE	55
1) - LA TEXTURE	55
2) - LES MINERAUX	56

a) Le plagioclase	56
b) Le feldspath alcalin	58
c) La biotite	59
d) La hornblende	61
e) Le quartz	62
f) La muscovite	62
g) Les minéraux accessoires	62
α) L'apatite	63
β) Le zircon	63
γ) Le sphène	63
δ) L'allanite	63
ε) La clinozoïsité et la pistachite	63
η) Les minerais	63
3) - ORDRE DE CRISTALLISATION	63
4) - COMPOSITION MODALE DES DIFFERENTS ENSEMBLES DE GRANITOIDES	66
IV - CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GRANITOIDES	70
A - ch.4 - LES FORMATIONS FILONIENNES ACIDES ET BASIQUES	72
INTRODUCTION	72
I - CARACTERES MACROSCOPIQUES - LOCALISATION - EXTENSION - RAPPORTS AVEC LES AUTRES ROCHES IGNEES	72
1) - LES FILONS ACIDES	72
a) Les granites à deux micas	72
b) Les aplites	73
c) Les granophyres	74
d) Les plagiaplites	74
e) Les pegmatites	74
f) Les microgranites à biotite	75
2) LES FILONS DOLERITIQUES	75
II - CARACTERES MICROSCOPIQUES	76
1) - LES FILONS ACIDES	76
a) La texture	76
b) Les minéraux	77
α) Le plagioclase	77
β) Le feldspath alcalin	78

γ) <i>La biotite</i>	78
δ) <i>La muscovite</i>	79
ε) <i>Le quartz</i>	79
η) <i>Le pyroxène et l'amphibole</i>	80
θ) <i>Les minéraux accessoires</i>	80
2) - LES FILONS DOLERITIQUES	81
a) <i>Texture</i>	81
b) <i>Les minéraux</i>	81
α) <i>Le plagioclase</i>	81
β) <i>Les amphiboles</i>	82
γ) <i>La biotite</i>	82
δ) <i>Le quartz</i>	82
ε) <i>Les minéraux accessoires</i>	82
III - ORDRE DE CRISTALLISATION	83
1) - LES FILONS ACIDES	83
2) - LES FILONS DOLERITIQUES	84
IV - COMPOSITION MODALE DES FORMATIONS FILONIENNES	84
1) - LES FILONS ACIDES	84
2) - LES FILONS DOLERITIQUES	87
V - CONCLUSION	90
1) - LES FORMATIONS FILONIENNES ACIDES	90
2) - LES FILONS DOLERITIQUES	90
B - ETUDES GEOCHIMIQUES, MINERALOGIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES	
B - ch. 1 - ETUDE GEOCHIMIQUE	92
INTRODUCTION	92
I - CHOIX DES REPRESENTATIONS GRAPHIQUES	93
II - CARACTERES GEOCHIMIQUES MAJEURS DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES	97
1) - LES ROCHES BASIQUES : diorites et gabbros quartzifères ..	97
a) <i>Les gabbros et diorites quartzifères en masses impor- tantes</i>	97
α) <i>Les gabbros quartzifères</i>	97
β) <i>Les diorites quartzifères</i>	103
b) <i>Les gabbros et diorites quartzifères en enclaves</i>	108

2) - LES FORMATIONS ULTRABASIQUES (amphibolites, pyroxéno-	
amphibolites, cortlandites)	113
III - CARACTERES CHIMIQUES DES GRANITOIDES	117
1) - LES GRANITOIDES CENTRAUX ET SEPTENTRIONAUX	120
a) Le granite de Quérigut	120
α) Caractères généraux	120
β) Evolution du granite à l'approche des masses	
gabbro-dioritiques	122
γ) Evolution du granite lors de l'altération	
hydrothermale	123
δ) Evolution silico-alkaline du granite	126
b) Les granites monzonitiques (granite monzonitique	
porphyroïde des Bains d'Escouloubre, granite monzonitique	
d'Escouloubre).....	127
α) Caractères généraux	127
β) Evolution des granites monzonitiques à l'approche	
des masses gabbro-dioritiques	128
γ) Evolution des granites monzonitiques lors de	
l'altération hydrothermale	128
δ) Evolution silico-alkaline des granites monzoni-	
tiques	130
c) Les granodiorites et les tonalites	131
α) Caractères généraux, relations avec les granites	
monzonitiques	131
β) Evolution des tonalites à l'approche immédiate	
des roches gabbro-dioritiques	134
2) - LES GRANITOIDES MERIDIONAUX	136
a) Caractères généraux, relations avec les granitoïdes	
septentrionaux	136
b) Evolution des granitoïdes méridionaux lors de la	
blastomylonitisation	141
c) Les faciès prophyroïdes	142
IV - CARACTERES GEOCHIMIQUES DES FORMATIONS FILONIENNES	143
1) - LES FILONS ACIDES	143
a) Les formations à caractère granitique	143

b) Les plagiaplites	146
2) - LES FILONS DOLERITIQUES	149
V - CONCLUSION	150
1) - LES ROCHES GABBRO-DIORITIQUES ET LES FORMATIONS ULTRABASIQUES	151
2) - LES ROCHES GRANITOIDES	152
3) - LES FORMATIONS FILONIENNES	153
a) Les filons acides	153
b) Les filons basiques	154
B - ch.2 - ETUDE MINERALOGIQUE	154
INTRODUCTION	154
I - LA BIOTITE	155
1) - CARACTERES CHIMIQUES	155
a) Les biotites des roches basiques et ultrabasiques	155
b) Les biotites des roches granitoïdes	156
c) Les biotites des roches filoniennes	162
d) Caractéristiques générales	162
2) - DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES	163
3) - CARACTERES MINERALOGIQUES	164
II - LA HORNBLLENDE	166
1) - CARACTERES CHIMIQUES	166
a) Les amphiboles des roches basiques et ultrabasiques	166
b) Les amphiboles des granitoïdes	172
2) - CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	172
3) - CARACTERES MINERALOGIQUES	173
III - LE PLAGIOCLASE	174
1) - CARACTERES CHIMIQUES	174
a) Les plagioclases des roches basiques et ultrabasiques ..	174
b) Les plagioclases des roches granitoïdes	174
c) Les plagioclases des formations filoniennes	175
2) - CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	176
a) Les plagioclases des roches basiques	177
b) Les plagioclases des roches granitoïdes et des filons acides	179
3) - CARACTERES MINERALOGIQUES	179

IV - LE FELDSPATH ALCALIN	180
1) - CARACTERES CHIMIQUES	180
a) Le feldspath alcalin des roches granitoïdes	180
b) Le feldspath alcalin des formations filoniennes acides ..	180
2) - CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	180
a) Triclinicité des feldspaths alcalins	182
b) Etat structural de la phase sodique	183
c) Composition des phases potassiques et sodiques	183
3) - CARACTERES MINERALOGIQUES	183
4) - DONNEES THERMOMETRIQUES	184
V - AUTRES MINERAUX	186
1) - OLIVINE	186
2) - LES MINERAUX ACCESSOIRES	186
a) Les zircons	186
b) Les apatites	188
VI - ETUDE THERMODYNAMIQUE	189
1) - INTRODUCTION	189
2) - ETUDE THERMODYNAMIQUE DES ROCHES BASIQUES ET	
ULTRABASIQUES	189
a) Introduction	189
b) Données expérimentales	190
c) Etude thermodynamique des roches basiques et	
ultrabasiques	191
α) Détermination des courbes de stabilité des phases	
minérales	192
β) La cortlandite	195
γ) Le gabbro quartzifère	196
δ) La diorite quartzifère	197
ϵ) Conclusion	198
3) - ETUDE THERMODYNAMIQUE DES ROCHES GRANITOIDES	198
a) Introduction	198
b) Données expérimentales	198
c) Etude thermodynamique des roches granitoïdes du Massif	
de Quérigut	200

α) <i>Les granites septentrionaux</i> (granite de Quérigut, granites monzonitiques)	200
β) <i>Les autres granitoïdes</i> (granodiorites, tonalites et granitoïdes méridionaux)	204
4) - ETUDE THERMODYNAMIQUE DES FORMATIONS FILONIENNES	206
a) Introduction	206
b) Les granites à 2 micas	207
c) Les microgranites à biotite	208
B - ch.3 - ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE	209
INTRODUCTION	209
I - <i>PRESENTATION DES RESULTATS</i>	210
II - <i>ESSAI D'INTERPRETATION</i>	215
1) - PROBLEME DE L'INTERPRETATION DES MESURES GEOCHRONOLO- GIQUES	215
a) Influence de la contamination	215
b) Influence d'un métamorphisme postérieur à la cristal- lisation	216
2) - AGE DES ROCHES GRANITOIDES DU MASSIF DE QUERIGUT	217
a) Les granitoïdes septentrionaux	217
α) <i>Problème de l'hétérogénéité des granites</i> <i>monzonitiques</i>	217
β) <i>La séquence granite monzonitique - granodiorite -</i> <i>tonalite - âges "roches totales" et schémas</i> <i>génétiques</i>	219
γ) <i>Le granite de Quérigut - âge relatif par rapport</i> <i>à la séquence précédente</i>	221
b) Les granitoïdes méridionaux	222
c) Etudes isotopiques sur les minéraux séparés	222
III - <i>CONCLUSION DES ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES</i>	224
C - TYPOLOGIE DES ROCHES IGNEES	
C - ch.1 - INTRODUCTION	225
C - ch.2 - ORIGINE ET EVOLUTION DES ROCHES GABBRO-DIORITQUES ET DES FORMATIONS ULTRABASIQUES ASSOCIEES	225
INTRODUCTION	225

<i>I - DONNEES SUR LA CLASSIFICATION, L'ORIGINE ET L'EVOLUTION</i>	
<i>DES ROCHES BASALTIQUES</i>	226
1) - DISTINCTION DES GRANDES FAMILLES DE BASALTES	226
2) - ORIGINE ET EVOLUTION EN PROFONDEUR DES BASALTES	230
3) - EVOLUTION SUPERFICIELLE DES BASALTES - SERIES DE DIFFERENCIATION	232
<i>II - ORIGINE ET EVOLUTION DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES</i>	
<i>DU MASSIF DE QUERIGUT</i>	234
1) - ORIGINE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES	234
2) - EVOLUTION DES ROCHES GABBRO-DIORITIQUES	235
C - ch.3 - ORIGINE DES GRANITES	236
INTRODUCTION	236
<i>I - LES GRANITOIDES SEPTENTRIONAUX</i>	236
1) - MODELE MAGMATIQUE	237
a) Développement de structures concentriques par diffé- renciation magmatique	237
b) Développement de structures concentriques par intru- sions multiples	237
c) Développement de structures concentriques par assimilation	238
2) - MODELE TRANSFORMISTE	238
3) - CONCLUSION	239
<i>II - LES GRANITOIDES MERIDIONAUX</i>	239
C - ch.4 - ESSAI D'INTERPRETATION DES RELATIONS ENTRE ROCHES ACIDES ET ROCHES BASIQUES - PROBLEME DES GRANITOIDES MERIDIONAUX	241
INTRODUCTION	241
<i>I - PROBLEME DES RELATIONS ENTRE ROCHES ACIDES ET ROCHES BASIQUES</i>	241
1) - ORIGINE DES ASSOCIATIONS BASIQUES ACIDES	242
a) Hypothèses génétiques	242
b) Essai d'interprétation	242
2) - ORIGINE DES TONALITES	242
a) Hypothèses génétiques	242

b) Essai d'interprétation	243
α) Hypothèses de différenciation	243
β) Hypothèses d'anatexie différentielle	243
γ) Hypothèse de contamination	245
3) - CONCLUSION	245
II - PROBLEME DE L'EVOLUTION DES GRANITOIDES MERIDIONAUX	246

2^ePartie-LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES / LE METAMORPHISME

A - CARACTERISATION DU COMPLEXE SEDIMENTAIRE ENCAISSANT LE MASSIF ET DES SEPTA METASEDIMENTAIRES	
A - ch.1 - CARACTERES LITHOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DU COMPLEXE SEDIMENTAIRE ENCAISSANT LE MASSIF	248
INTRODUCTION	248
I - CARACTERES LITHOLOGIQUES DES DIFFERENTES UNITES STRATIGRAPHIQUES	248
1) - SERIE CAMBRO-ORDOVICIENNE	248
2) - SERIE GOTHLANDO-DEVONIENNE	249
3) - SERIE DINANTIENNE	250
II - CARACTERES GEOCHIMIQUES DU COMPLEXE SEDIMENTAIRE	250
1) - INTRODUCTION	250
2) - LA SERIE CAMBRIENNE	251
3) - LA SERIE ORDOVICIENNE	254
4) - LA SERIE GOTHLANDO-DEVONIENNE	257
5) - LA SERIE DINANTIENNE	258
A - ch.2 - CARACTERES LITHOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES SEPTA METASEDIMENTAIRES - LEURS LIAISONS AVEC LES SEDIMENTS ENCAISSANTS	259
INTRODUCTION	259
I - CARACTERES STRUCTURAUX DES SEPTA METASEDIMENTAIRES	260
II - CARACTERES LITHOLOGIQUES DES DIFFERENTS FACIES CONSTITUANT LES SEPTA	260
1) - LES MICASCHISTES	261
2) - LES FORMATIONS CALCAREUSES	261

<i>III - CARACTERES GEOCHIMIQUES</i>	263
1) - LES MICASCHISTES	263
2) - LES FORMATIONS CALCAREUSES	266
3) - LES QUARTZITES NOIRS A APATITE	268
<i>IV - CONCLUSION</i>	268

B - LE METAMORPHISME

B - Ch.1 - CARACTERISATION DU METAMORPHISME	269
<i>I - DEFINITION DU METAMORPHISME</i>	270
1) - LES PARAGENESSES SUCCESSIVES	270
2) - STABILITE DES PHASES MINERALES DURANT LE METAMORPHISME	270
3) - EXTENSION DU METAMORPHISME DANS L'ENCAISSANT DU MASSIF	271
<i>II - CARACTERISATION THERMODYNAMIQUE DU METAMORPHISME</i>	272
1) - CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE LA PREMIERE PHASE DE CRISTALLISATION	273
2) - CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE LA SECONDE PHASE DE CRISTALLISATION	274
3) - CONDITIONS THERMODYNAMIQUES EN FIN DE CRISTALLISATION .	274
4) - CONCLUSION - PROBLEME DE "L'EFFET DE SOCLE"	274
B - ch.2 - DISCUSSION SUR LA FELDSPATHISATION METAMORPHIQUE	
SIGNIFICATION DES LEPTYNOLITES	276
<i>I - LES LEPTYNOLITES</i>	276
1) - CARACTERES PETROGRAPHIQUES	276
a) Caractères macroscopiques et mode de gisement	276
b) Caractères microscopiques	277
α) La texture	277
β) Les minéraux	278
γ) La composition modale	278
δ) L'ordre de cristallisation	279
ε) Conclusion	280
2) - CARACTERES CHIMIQUES	280

a) Comparaison avec les micaschistes	280
b) Corrélation avec les roches basiques	281
c) Relations avec les granitoïdes	282
CONCLUSION	285
CONCLUSION GENERALE	286

TABLEAUX

	Pages
Tableau I : Compositions modales des échantillons témoins des différents faciès de diorites et gabbros quartzifères du Massif de Quérigut.	33
Tableau II : Composition modale des échantillons types illustrant les principaux faciès de roches ultrabasiques du Massif de Quérigut.	39
Tableau IIbis: Composition modale des échantillons témoins et compositions moyennes des différents types de roches granitoïdes du Massif de Quérigut.	68
Tableau III : Compositions modales des échantillons témoins et composition moyenne des principaux faciès de roches filoniennes acides du Massif de Quérigut.	85
Tableau IV : Composition modale de deux échantillons témoins des filons doléritiques du Massif de Quérigut.	87
Tableau V : Compositions chimiques (éléments majeurs et traces) des échantillons témoins et compositions moyennes des gabbros et diorites quartzifères en masses importantes du Massif de Quérigut.	100
Tableau VI : Compositions chimiques moyennes et compositions minéralogiques virtuelles de divers types ignés basiques.	102
Tableau VII : Compositions moyennes des diorites quartzifères du Massif de Quérigut.	105
Tableau VIII : Composition chimique de trois faciès de diorites quartzifères prélevées sur un même affleurement au coeur de la masse basique de la forêt de Joucarêts.	106
Tableau IX : Compositions chimiques des gabbros et diorites quartzifères en enclaves de dimensions restreintes dans le Massif de Quérigut.	107
Tableau X : Compositions moyennes des gabbros et diorites quartzifères du Massif de Quérigut calculées en regroupant les échantillons en fonction de leur teinte, de leur granulométrie, de leur composition moyenne d'enclaves.	112
Tableau XI : Composition chimique des échantillons témoins des faciès pétrographiques dominants de l'ensemble des roches ultrabasiques du Massif de Quérigut.	114
Tableau XI A : Compositions chimiques moyennes de roches "ultrabasiques" types (S.R. NOCKOLDS, 1954).	116
Tableau XII : Composition des échantillons témoins et compositions moyennes des différents types pétrographiques constituant le groupe des granitoïdes septentrionaux du Massif de Quérigut.	118-119
Tableau XIII : Composition des échantillons témoins et compositions moyennes des différents faciès de roches granitoïdes septentrionales du Massif de Quérigut.	121
Tableau XIV : Evolution chimique du granite de Quérigut à l'approche de la masse gabbro-dioritique des Mouillères.	123

	Pages
Tableau XV : Evolution chimique du granite de Quérigut sous l'effet de l'altération "hydrothermale".	126
Tableau XVI : Evolution silico-alkaline du granite de Quérigut	127
Tableau XVII: Evolution de la composition chimique du granite monzonitique sous l'action croissante de l'altération hydrothermale.	129
Tableau XVIII: Evolution chimique des granites monzonitiques suivant la tendance silico-alkaline.	130
Tableau XIX : Caractérisation chimico-minéralogique des deux types d'évolution présentés par les tonalites à proximité immédiate du contact avec les roches gabbro-dioritiques auxquelles elles sont associées.	134
Tableau XX : Compositions des échantillons types et compositions moyennes des principaux faciès de roches granitoïdes constituant la majeure partie de la zone méridionale du Massif de Quérigut.	140
Tableau XXI : Evolution chimique d'une tonalite méridionale du Massif de Quérigut sous l'action de la blastomylonitisation .	142
Tableau XXII: Composition chimique et norme d'un échantillon témoin et de la moyenne des faciès porphyroïdes méridionaux du Massif de Quérigut.	143
Tableau XXIII: Composition chimique et norme des échantillons témoins et des moyennes représentatifs des formations filoniennes acides.	144
Tableau XIV : Composition chimique moyenne et mésornorme de deux ensembles filoniens acides.	146
Tableau XV : Composition chimique et norme d'un échantillon de plagioplite du Massif de Quérigut.	149
Tableau XVI : Composition chimique et norme des échantillons témoins et de la moyenne (M) des filons doléritiques du Massif de Quérigut.	149
Tableau XVII : Composition chimique de différents types de diabases et de dolérites.	150
Tableau XVIII: Compositions chimiques et formules structurales des biotites provenant de roches basiques (et "ultrabasiques") du Massif de Quérigut.	158
Tableau XIX : Compositions chimiques et formules structurales des biotites provenant des roches granitoïdes du Massif de Quérigut.	160-161
Tableau XX : Compositions chimiques et formules structurales des biotites provenant de deux ensembles filoniens acides du Massif de Quérigut.	162
Tableau XXI : Caractères minéralogiques des biotites des roches ignées du Massif de Quérigut.	164
Tableau XXII: Formules structurales théoriques des termes extrêmes de la famille des amphiboles calciques.	166
Tableau XXIII: Compositions chimiques et formules structurales des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut.	169

Tableau XXIV :	Compositions molaires virtuelles des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut.	171
Tableau XXV :	Raies principales ($d\alpha$) des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut.	173
Tableau XXVI :	Caractères optiques et densités des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut.	173
Tableau XXVII :	Composition chimique et teneurs en anorthite moyennes des plagioclases des roches basiques et ultrabasiques du Massif de Quérigut.	175
Tableau XXVIII:	Composition chimique et teneurs en anorthite des plagioclases provenant des roches granitoïdes du Massif de Quérigut.	176
Tableau XXIX :	Composition chimique et teneurs en anorthite des plagioclases provenant de formations filoniennes acides du Massif de Quérigut.	177
Tableau XXX :	Comparaison entre les compositions des plagioclases calculées par les méthodes optiques et celles déduites de la différence en 2θ ($Cu, K\alpha$) entre les raies (131 et $(1\bar{3}1)$).	179
Tableau XXXI :	Caractères optiques et densités des plagioclases des roches ignées du Massif de Quérigut.	179
Tableau XXXII:	Composition chimique et teneurs en Or et Ab des feldspaths alcalins des roches ignées du Massif de Quérigut.	181
Tableau XXXIII:	Caractères optiques et densités des feldspaths alcalins des roches ignées du Massif de Quérigut.	184
Tableau XXXIV:	Températures de cristallisation moyennes des phases feldspathiques des roches granitoïdes du Massif de Quérigut.	185
Tableau XXXV :	Coefficient de partage du strontium entre les phases feldspathiques des roches ignées du Massif de Quérigut.	186
Tableau XXXVI :	Normes en Q, Or et Ab et rapports Ab/An de deux formations filoniennes acides du Massif de Quérigut.	207
Tableau XXXVII :	Résultats des mesures géochronologiques sur les roches granitoïdes du Massif de Quérigut.	212-213
Tableau XXXVIII :	Echelle géochronologique partielle définie au Symposium de HOLMES	214
Tableau XXXIX :	Résultats des mesures géochronologiques sur les roches gabbro-dioritiques et les microgranites à biotite du Massif de Quérigut.	221
Tableau XL :	Résultats des mesures géochronologiques sur les phases minérales principales extraites de deux échantillons de granite.	224
Tableau XLI :	Evolution chimico-minéralogique d'un basalte hyperalumineux sous l'effet d'une cristallisation fractionnée dans un domaine de moyenne à forte pression.	233
Tableau XLII :	Compositions chimiques des galets de granite et de gneiss renfermés dans les poudingues polygéniques dinantiens.	239

Tableau XLIII	: Etude chimique théorique de la fusion anatectique différentielle des granites monzonitiques.	244
Tableau XLIV	: Compositions chimiques des principaux ensembles constituant les schistes de Canaveilles (Cambrien).	254
Tableau XLV	: Compositions chimiques d'échantillons représentatifs des schistes de Jujols (Ordovicien)	255
Tableau XLVI	: Compositions chimiques des échantillons témoins représentatifs des schistes de Puyvalador et du Tarbesou.	257
Tableau XLVII	: Composition chimique des principaux ensembles lithologiques constituant les séries gothlando-dévonienne et dinantienne	258
Tableau XLVIII	: Composition chimique des différents ensembles de micaschistes en septa dans la partie méridionale du Massif de Quérigut.	265
Tableau XLIX	: Compositions chimiques d'échantillons représentatifs de septa métasédimentaires du Massif de Quérigut.	267
Tableau L	: Comparaison des compositions chimiques de deux micaschistes grenatifères.	271
Tableau LI	: Compositions chimiques et minéralogiques de grenats provenant de micaschistes ordoviciens en septa dans le Massif de Quérigut.	273
Tableau LII	: Résumé schématique de l'évolution métamorphique des micaschistes en septa et encaissant le Massif de Quérigut.	275
Tableau LIII	: Compositions modales des leptynolites en bancs dans la partie méridionale du Massif de Quérigut.	279
Tableau LIV	: Compositions chimiques d'échantillons témoins de leptynolites.	284

ILLUSTRATIONS

Hors texte :

- Carte géologique du Massif de Quérigut au 1/50 000e
- Fig. 20 : diagramme des alcalins - localisation des principaux ensembles de roches ignées du Massif de Quérigut.
- Fig. 21 : Diagramme du fer - localisation des principaux ensembles de roches ignées du Massif de Quérigut.
- Fig. 22 : Diagramme de l'alumine - localisation des principaux ensembles de roches ignées du Massif de Quérigut.

Figures

Fig. 1 : Localisation géographique de la région étudiée	4
Fig. 2 : Schéma oro-hydrographique du Massif de Quérigut	5
Fig. 3 : Carte géologique schématique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes	7
Fig. 4 : Cadre géologique du Massif de Quérigut - Les grands ensembles de roches ignées	13
Fig. 5 : Schéma cartographique de la coupe de la vallée de l'Aude ...	16
Fig. 6 A : Diagramme de classification minéralogique de A. Streckeisen	32
B : Diagramme partiel - Répartition des échantillons des diorites et gabbros quartzifères	32
Fig. 7 : Etude de la répartition des échantillons témoins représentatifs des diorites et gabbros quartzifères dans 2 diagrammes minéralogiques	34
Fig. 8 : Etude de la répartition des échantillons moyens illustrant les roches ultrabasiques et de leurs relations avec les formations basiques associées dans 2 diagrammes minéralogiques	40
Fig. 9 : Diagramme de pôles des failles du Massif de Quérigut	44
Fig. 10 : Diagramme minéralogique de A. Streckeisen partiel - Localisation des roches granitoïdes	67
Fig. 11 : Diagramme minéralogique Q + A - P - FM - Localisation des échantillons des différents ensembles de roches granitoïdes	69
Fig. 12 : Localisation dans le diagramme de A. Streckeisen des formations filoniennes acides	86
Fig. 13 : Localisation dans le diagramme minéralogique (Q + A + M - P - FM) des échantillons des formations filoniennes acides	86

Fig. 14 :	Localisation dans le diagramme de A. Streckeisen des échantillons des filons doléritiques	88
Fig. 15 :	Répartition des échantillons provenant de filons doléritiques dans 2 diagrammes minéralogiques : Q + A - P - Bi + Ho ; B P - Bi - Ho	89
Fig. 16 :	Diagramme des alcalins.	
	A : Localisation des phases minérales principales constituant les roches ignées (tétraèdres Q - Or - Ab, An) ..	96
	B : Distribution des roches ignées plutoniques moyennes et de différents types de basaltes et d'andésites	96
Fig. 17 :	Diagramme du fer - Distribution des minéraux principaux constitutifs des roches ignées	96
Fig. 18 :	Diagramme de l'alumine - Localisation des minéraux principaux constitutifs des roches ignées - Domaines et tendances ignées (série calco-alcaline) et sédimentaires	96
Fig. 19 :	Diagrammes du fer (A) et de l'alumine (B) Localisation des compositions moyennes des roches ignées plutoniques de la série calco-alcaline et des différents types de basaltes et d'andésites	98
Fig. 23 :	Diagrammes des alcalins (A) et du fer (B). Localisation des échantillons des gabbros et diorites quartzifères en masses	98
Fig. 24 :	Diagramme de l'alumine. Localisation des échantillons témoins de gabbros et diorites quartzifères en masses Distinction de deux tendances d'évolution chimique	99
Fig. 25 :	Diagrammes des alcalins (A) et du fer (B) Localisation des échantillons témoins de diorites et gabbros quartzifères en enclaves Mise en évidence des tendances d'évolution chimique	109
Fig. 26 :	Diagramme de l'alumine. Localisation des échantillons de gabbros et diorites quartzifères en enclaves Mise en évidence de deux tendances d'évolution chimique ...	110
Fig. 27 :	Diagrammes des alcalins (A) et du fer (B). Localisation des échantillons des principaux faciès de roches ultrabasiques Distinction des tendances d'évolution chimique	109
Fig. 28 :	Diagramme de l'alumine. Localisation des échantillons des principaux types pétrographiques des roches ultrabasiques Mise en évidence de 2 tendances d'évolution chimique	115

Fig. 29 : Diagramme des alcalins - Les roches granitoïdes de la partie septentrionale du massif - Caractérisation de leurs tendances d'évolution principales	124
Fig. 30 : Diagramme du fer - Les roches granitoïdes de la partie septentrionale du massif - Caractérisation de leurs tendances d'évolution principales	124 bis
Fig. 31 : Diagramme de l'alumine - Les roches granitoïdes de la partie septentrionale du massif - Caractérisation de leurs tendances évolutives principales	124 bis
Fig. 32 : Variations chimiques du granite de Quérigut et du granite monzonitique sous l'action de l'altération hydrothermale. Disposition de cette tendance vis à vis des points représentatifs de la muscovite et de la kaolinite	124 ter
Fig. 33 : Schéma cartographique de la partie centrale du Massif de Quérigut. Mise en évidence d'une structure géochimique dans les granites monzonitiques	125
Fig. 34 : Diagramme des alcalins - Les granitoïdes méridionaux du massif - Comparaison avec les granitoïdes septentrionaux - Caractérisation de leurs variations chimico-minéralogiques	132
Fig. 35 : Diagramme du fer - Les granitoïdes méridionaux - Comparaison avec les granitoïdes septentrionaux - Caractérisation des tendances d'évolution chimico-minéralogique de ces granitoïdes	138
Fig. 36 : Diagramme de l'alumine - Les granitoïdes méridionaux - Comparaison avec les granitoïdes septentrionaux. Caractérisation des tendances évolutives dominantes	138
Fig. 37 : Diagramme des alcalins. Les formations filoniennes - Relations des formations acides avec les roches granitoïdes et des dolérites avec les roches gabbro-dioritiques	139
Fig. 38 : Diagramme du fer - Les formations filoniennes - Relation des formations acides avec les roches granitoïdes - Relation des filons doléritiques avec les roches gabbro-dioritiques	147
Fig. 39 : Diagramme de l'alumine : les formations filoniennes. Relations des filons acides avec les roches granitoïdes. Relations des filons doléritiques avec les roches gabbro-dioritiques	147
Fig. 40 : Diagramme de classification des biotites	148
Fig. 41 : Diagramme schématique représentant les relations entre la composition des biotites et leurs associations paragénétiques dans les roches ignées et métamorphiques	157

Fig. 42 : Variations de Al^{3+} en fonction de Ti^{4+} dans les biotites. Localisation des biotites des roches ignées	157
Fig. 43 : Variations du rapport Al^{IV}/Al Total dans la formule structurale des biotites, en fonction de leur teneur en alumine Liaison avec leurs paragenèses	157
Fig. 44 : Variations de d_{060}° Å et de Nz en fonction du rapport $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ dans les micas de la série phlogopite-annite. Biotites des roches ignées	165
Fig. 45 : Relations entre la composition et la paragenèse des amphibolites calciques	168
Fig. 46 : Relation entre la composition et la paragenèse des amphiboles calciques dans les roches ignées. Amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut	168
Fig. 47 : Classification chimico-minéralogique des amphiboles calciques à partir des principaux remplacements isomorphiques dans la formule structurale de la trémolite	170
Fig. 48 : Evolution de la composition des amphiboles des roches ignées	170
Fig. 49 : Diffractogrammes des plagioclases des roches ignées entre $14^{\circ} 5$ et 16° en θ Cu K	178
Fig. 50 : Evolution des feldspaths alcalins dans les faciès granitiques. Diffractogrammes entre $14^{\circ} 5$ et $15^{\circ} 5$ en θ Cu K	182
Fig. 51 : Evolution structurale des feldspaths alcalins	182
Fig. 52 : Histogramme : nombre de cristaux - Allongement des zircons des roches ignées	187
Fig. 53 : Histogramme : nombre de cristaux - Allongement des apatites des roches ignées	187
Fig. 54 : Courbes expérimentales de limite de stabilité de divers minéraux constitutifs des roches ignées	192
Fig. 55 : Etude thermodynamique des roches basiques et ultrabasiques	193
Fig. 56 : Diagramme Q Ab - Or - An à $PH_2O = 2000$ bars	199
Fig. 57 : Projection dans le plan Q - Ab - Or du système Q - Ab - Or - An à $PH_2O = 2000$ bars	199
Fig. 58 : Etude thermodynamique des roches granitoïdes et filoniennes acides - Courbes de stabilité limite proposées pour les micas	201
Fig. 59 : Etude thermodynamique des roches granitoïdes - Localisation dans le diagramme de H. von Platen (1965) des points représentatifs des compositions moyennes	202

Fig. 60 :	Etude thermodynamique de deux formations filoniennes acides dans le diagramme de H. von Platen (1965)	202
Fig. 61 :	Diagramme géochronologique des granitoïdes du massif de Quérigut	211
Fig. 62 :	Diagrammes géochronologiques. Etude théorique de l'évolution isotopique des roches ignées sous l'influence d'une contamination (A) et d'un métamorphisme (B)	216
Fig. 63 :	Diagrammes chimico-minéralogiques des alcalins (A) et du fer (B). Etude de la dispersion des échantillons du granite de Quérigut et des granites monzonitiques sélectionnés pour les mesures géochronologiques	218
Fig. 64 :	Variation de Rb total en fonction de Sr total dans les échantillons de granitoïdes de roches gabbro-dioritiques et de micro-granites sélectionnés pour l'étude géochronologique	219
Fig. 65 :	Diagramme géochronologique. Localisation des roches gabbro-dioritiques et des microgranites à biotite par rapport à l'isochrone (390 Ma) définie par l'alignement des points moyens des granites monzonitiques, des granodiorites et des tonalites	220
Fig. 66 :	Diagramme géochronologique des minéraux de deux granites	223
Fig. 67 :	Tétraèdre clinopyroxène - quartz - olivine - néphéline utilisé par H.S. Yoder et C.E. Tilley (1962) pour la classification chimico-minéralogique des basaltes	227
Fig. 68 :	Diagrammes des alcalins (A) et du fer (B) - Aires de dispersion des différents basaltes initiaux - Séries de différenciation	229
Fig. 69 :	Diagrammes des alcalins (A) et du fer (B) - Evolution des basaltes par cristallisation fractionnée sous moyenne à forte pression	232
Fig. 70 :	Diagrammes des alcalins (A) et du fer (B) - Evolution de la composition des couples leucosome-mélanosome au cours d'anatexies expérimentales	244
Fig. 71 :	Diagrammes des "roches totales" et des silico-aluminates Etude de la répartition des schistes de Jujols (ordoviciens) et de Canaveilles (cambriens)	252
Fig. 72 :	Diagramme de l'alumine - Ensembles schisteux : schistes de Canaveilles - Schistes de Jujols - Schistes de Puyvalador et du Tarbesou - Schistes carburés gothlandiens	253
Fig. 73 :	Diagrammes des "roches totales" et des silico-aluminates. Schistes de Puyvalador et du Tarbesou - leur localisation par rapport aux schistes de Jujols	256

Fig. 74 : Coupe schématique dans la zone septentrionale du Massif...	260
Fig. 75 : Diagrammes des "roches totales" et des "silico-aluminates". Les micaschistes en septa - Comparaison avec les schistes encaissants	263
Fig. 76 : Diagramme de l'alumine - Dispersion des ensembles de mica- schistes en septa	264
Fig. 77 : Diagrammes des "roches totales" et des "silico-aluminates" Répartition des leptynolites	281
Fig. 78 : Diagrammes des alcalins et du fer - Localisation et évolu- tions des leptynolites	283

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS TEXTE

- PLANCHE I : Vues d'ensemble du Massif de Quérigut
- PLANCHE II : Vues d'ensemble du Massif de Quérigut
- PLANCHE III : Les principaux types de roches granitoïdes du Massif de Quérigut
- PLANCHE IV : Les roches gabbro-dioritiques - leurs relations avec les roches granitoïdes
- PLANCHE V : Différents faciès de gabbros et diorites quartzifères en massifs
- PLANCHE VI : Les enclaves gabbro-dioritiques
- PLANCHE VII : Les minéraux des gabbros et diorites quartzifères
- PLANCHE VIII : Minéraux des gabbros et diorites quartzifères (suite)
- PLANCHE IX : Minéraux des gabbros et diorites quartzifères. Minéraux des roches ultrabasiques
- PLANCHE X : Les roches granitoïdes
- PLANCHE XI : Les minéraux des roches granitoïdes
- PLANCHE XII : Les minéraux des roches granitoïdes
- PLANCHE XIII : Les minéraux des roches granitoïdes (suite)
- PLANCHE XIV : Minéraux des roches granitoïdes. Les roches filoniennes
- PLANCHE XV : Les roches filoniennes (suite)
- PLANCHE XVI : Les formations filoniennes. Les filons acides
- PLANCHE XVII : Les minéraux des roches filoniennes acides
- PLANCHE XVIII : Les formations filoniennes. Les filons doléritiques
- PLANCHE XIX : Les septa métasédimentaires - le métamorphisme
- PLANCHE XX : Le métamorphisme (suite) - les "leptynolites".

INTRODUCTION GENERALE

I - PRESENTATION HISTORIQUE

La zone primaire axiale des Pyrénées, dans laquelle se localise le Massif de Quérigut, a été étudiée dès l'aube de la géologie pyrénéenne au début du 19ème siècle.

Tout au long du 19ème siècle, à l'occasion d'études régionales, de nombreux géologues se sont attachés à la classification pétrologique et stratigraphique des différents massifs granitiques et des formations sédimentaires et métasédimentaires associées. Ainsi, à la suite de PALASSOU (1784), de CHARPENTIER (1823), dans son "Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées", distinguait un terrain primitif constituant le coeur de la chaîne recouvert successivement par les terrains de transition puis par les formations secondaires. Le terrain primitif serait représenté par les différents massifs granitiques et diverses roches associées (gneiss, schistes, calcaires, grüstein...). Très rapidement, par la suite, le problème de l'origine des massifs granitiques divisa les géologues pyrénéens en deux groupes distincts : les "Neptunistes" et les "Plutonistes". Pour les premiers, les granites résultaient de l'ultime recristallisation de sédiments ; au contraire pour les seconds, ils dériveraient de la mise en place d'un magma. Nous relevons plus particulièrement les travaux de FRANCOIS (1841), DUROCHER (1844), DUFRENOY (1857), NOGUES (1863), GARRIGOU (1865), MUSSY (1870), de LAPPARENT (1879), CARALP (1884-88).

Un véritable tournant de la géologie pyrénéenne et plus particulièrement de celle des massifs granitiques fut marqué, à la fin du 19ème siècle et au début du 20ème siècle par les importants travaux de A. LACROIX (1889-1900) et de ses contemporains : M. VIGUIER (1887) et J. ROUSSEL (1893). Nous devons ainsi à A. LACROIX une première monographie détaillée de plusieurs massifs granitiques des Pyrénées (Massifs de Quérigut, du Lys Caillaouas, de Bordères et du Néouvielle). A partir d'une étude pétrographique approfondie des diverses formations ignées et métasédimentaires dans la partie méridionale du Massif de Quérigut, il présenta sa fameuse théorie de l'assimilation et de l'endomorphisme. Il souligna notamment que "l'existence au milieu du granite de lambeaux sédimentaires qui, malgré leurs transformations, ont conservé la même orientation que les schistes et les calcaires périphériques dont ils sont une dépendance, enfin l'absence de dislocations importantes aux contacts immédiats, tendent à démontrer que le mag-

ma granitique a été mis en place d'une façon lente et progressive par imbibition et dissolution des sédiments auxquels il s'est substitué". Il distinguait deux types d'assimilation différents. En premier lieu "le granite peut avoir absorbé une grande quantité de schistes sans que sa composition moyenne soit profondément altérée, les choses se passant comme si ces schistes avaient été préalablement transformés en leptynolites feldspathiques (tendant à la composition chimique du granite lui-même) par fixation d'éléments chimiques émanés du magma granitique en voie d'ascension souterraine". Par contre "la composition chimique originelle des calcaires et des marnes calcaires est tellement éloignée de celle du magma granitique que, quelle que soit la nature et l'importance des apports dûs aux émanations du magma transformateur, les modifications de contact maintiennent toujours considérables les différences chimiques existant entre la roche transformée et le granite résultant de sa consolidation. On comprend donc que l'absorption de semblables sédiments fournisse des types ignés dont la composition évolue progressivement depuis celle des granites jusqu'à celle de roches ultrabasiques (granite à hornblende, diorites, hornblendites, péridotites à hornblende)".

A part quelques études limitées (M. LONGCHAMON, 1914, O. MENGEL, 1919) la géologie du Massif de Quérigut et de son environnement marqua, pour ainsi dire, le pas jusqu'aux premiers travaux de E. RAGUIN (1933). Cet auteur, en mettant en évidence la dualité d'aspect présentée par le Massif de Quérigut (aspect migmatitique au Sud et batholitique au Nord) rejeta, pour la partie Nord l'hypothèse d'une granitisation "in situ". Par contre, il reprit l'hypothèse de A. LACROIX pour expliquer la grande hétérogénéité des roches ignées observées non seulement dans la zone méridionale mais également dans une large bande située au Nord de celle-ci : "On peut suspecter qu'il y a là une contamination par endomorphisme à grande échelle". Il distingua cependant les amas ultrabasiques de la région bordière occidentale du Massif de Quérigut qu'il attribuait (1949) à des culminations basiques (front basique de D. REYNOLDS). A la suite de nouvelles observations (1950-1957), E. RAGUIN présente un schéma de mise en place du Massif en deux étages successifs : "une zone de naissance du granite, à faciès migmatitique, étendue tout au long de la marge méridionale, s'est constituée au cours d'une phase active des plissements hercyniens, avec étirement syncinématique de la migmatite et des roches dans son cadre. Plus tard le granite s'est extravasé vers le Nord et vers le haut, refoulant et plissant les terrains encaissants, recoupant aussi des plis déjà formés".

Par la suite le Massif de Quérigut a fait l'objet de plusieurs études limitées à certains de ses caractères. Ainsi J. THIEBAUT (1953), à la suite d'observations dans la vallée de l'Aude, a mis en évidence l'existence de transformations de type hydrothermal dans les granites au Nord du grand accident représenté par la faille de Quérigut. H. et G. TERMIER (1957), en soulignant les relations existant entre les septa métasédimentaires et les faciès granitiques associés, ont émis l'hypothèse d'une granitisation "in situ". Ayant observé, dans la partie méridionale du Massif, des formations qu'ils parallélisent avec les gneiss granulés du Canigou, G. GUITARD et E. RAGUIN (1961) attribuent aux septa sédimentaires un âge cambrien (série de Canaveille). Enfin, le métamorphisme de l'encaissant et des septa sédimentaires a été décrit par H. STRUWE (1958) et W.A. WATTERS (1958). D'autre part, à l'occasion d'études dans divers ensembles granitiques et gneissiques des Pyrénées, plusieurs auteurs ont souligné certaines particularités du Massif de Quérigut. Ainsi A. AUTRAN et G. GUITARD (1957) et G. GUITARD (1958) ont parallélisé les Massifs de Mont Louis et de Quérigut en estimant notamment, pour ce dernier, que sa partie méridionale à faciès migmatitique représenterait la zone de naissance du granite qui s'épanouirait, au Nord, au détriment des sédiments pa-

l'éozoïques. Durant cette même période une bonne connaissance de l'encaissant sédimentaire du Massif de Quérigut a été obtenue à la suite des études stratigraphiques détaillées de P. CAVET (1957-1961) sur les formations paléozoïques de la zone axiale des Pyrénées Orientales.

Actuellement, parallèlement à nos recherches, le Massif de Quérigut est étudié, dans le cadre de thèses d'Etat et de 3ème Cycle, par plusieurs géologues de la Faculté de Toulouse. Ainsi J. MARRE (1967), à partir d'observations pétrographiques et structurales, a interprété la variété des faciès ignés par l'intrusion successive de divers magmas (diorites quartziques, granodiorite, diorite, roches granitiques). Actuellement il envisage une mise en place subcontemporaine des différents magmas (1970). Ces résultats sont confirmés par les travaux de J. PONS (1970) et de D. LAFFONT (1971). Nous avons, dans quatre articles, présenté les premiers résultats importants de notre étude sur le Massif de Quérigut. En premier lieu, ayant mis en évidence, dans les septa métasédimentaires de la partie méridionale du Massif, la présence de bancs de poudingue polygénique et de quartzite noir à nodule phosphaté qui peuvent être parallélisés à des formations identiques du Dinantien, nous avons conclu à l'âge dévonien-dinantien des septa (1967). D'autre part, en liaison avec J.J. PREDALI (1968), nous avons abordé le problème du métamorphisme hercynien. Nous avons ainsi pu mettre en évidence l'existence de plusieurs phases de déformation et de cristallisation semblant résulter de la superposition d'un métamorphisme de contact relativement discret à un métamorphisme régional important. Les observations de terrain, complétées par des études pétrographiques et géochimiques ayant permis de mettre en évidence, dans la partie centrale et septentrionale du Massif, une répartition des faciès granitiques suivant une structure concentrique, très allongée, nous avons montré que le Massif de Quérigut apparaissait comme un type intermédiaire entre les massifs à structure stratoïde et les massifs à structure concentrique (1968). Nous avons enfin présenté les caractères géochimiques majeurs des roches granitoïdes du Massif de Quérigut (1969), en soulignant plus particulièrement l'existence de deux séries granitiques différentes : une série septentrionale et une série méridionale. Cette dernière se distingue de la précédente par un décalage progressif en direction du domaine de dispersion des roches sédimentaires. Nous avons conclu à l'existence d'une contamination des roches granitiques méridionales par des sédiments dont les témoins sont conservés sous forme de septa.

Sur le plan géochronologique, le Massif a récemment fait l'objet de deux études (M. ROUBAULT, F. LEUTWEIN et J. SONET, 1963, A. VITRAC et C.J. ALLEGRE, 1969). Les mesures ainsi obtenues montrent que le Massif se serait mis en place au Paléozoïque supérieur (270 à 300 M.A.). Cependant, pour les biotites de sa partie méridionale, M. ROUBAULT et al. ont déterminé des âges beaucoup plus récents (Mésozoïque supérieur : 100 à 130 M.A. et Cénozoïque : 70 à 80 M.A.). Ce rajeunissement, très vraisemblablement postérieur à la mise en place des roches ignées, serait lié à des phases tectoniques plus récentes (orogénèse pyrénéenne). En effet, les parties les plus jeunes se localisent à proximité des grandes zones de fracture (notamment la faille de Mérens).

Comme le Massif de Quérigut, la plupart des grands ensembles granitiques des Pyrénées ont fait l'objet, essentiellement durant les dernières décades, de recherches approfondies. Nous retenons plus particulièrement les travaux sur les Massifs du Lys Caillaouas (J.P. DESTOMBES et E. RAGUIN, 1953, M. CLIN, 1959, M. CLIN, H. de la ROCHE, F. LELONG et B. POTY, 1962, M. ROUBAULT et H. de la ROCHE, 1965, J.H.N. WENNECKERS, 1968, ...), de Bordères (A.M. FORGHANI, 1965), Du Néouvielle (P. HUPE, 1947-49), de la Maladetta (J.M. CHARLET, 1968), de Mont-Louis

Andorre (A. AUTRAN, 1964-1971) et de Cauterets (F. DEBON, 1968, 1971 et thèse d'Etat en préparation). A la suite de ces travaux, plusieurs de ces massifs sont apparus très hétérogènes, la composition des roches granitoïdes qui les composent pouvant varier dans de grandes limites (granites à gabbro quartzifère). De plus, dans certains d'entre eux les faciès ignés ne se dispersent pas au hasard mais se répartissent en zones donnant naissance à des structures stratoïdes ou concentriques de différents types. Ainsi F. DEBON (1968, 1971) a montré que le Massif de Cauterets se subdivisait en trois ensembles ignés distincts présentant tous des structures concentriques particulières. D'autre part, l'application au Massif du Lys Caillaouas de l'analyse chimique en grande série a permis d'établir un parallélisme rigoureux entre les particularités géochimiques des principaux faciès granitoïdes qui le composent (granite porphyroïde et diorites quartziques) et la nature des septa métasédimentaires qu'ils renferment (plus particulièrement les schistes et quartzites ordoviciens, les schistes carburés gothlandiens et les schistes calcareux dévoniens). Une telle concordance entre séquence sédimentaire et séquence ignée homologue pose de façon très nette le problème de l'héritage sédimentaire durant les processus de granitisation (M. ROUBAULT et H. de la ROCHE, 1965, 1968).

II - CADRE GEOGRAPHIQUE

Le Massif de Quérigut est localisé dans la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, aux confins de trois départements (Aude, Pyrénées Orientales, Ariège). Il recouvre partiellement quatre cartes au 1/50 000 (Ax les Thermes, St Paul de Fenouillet, Mont Louis et Prades) (fig. 1). De forme grossièrement ovoïde dont l'allongement a une direction sensiblement E-W, le Massif couvre une superficie d'environ 250 km².

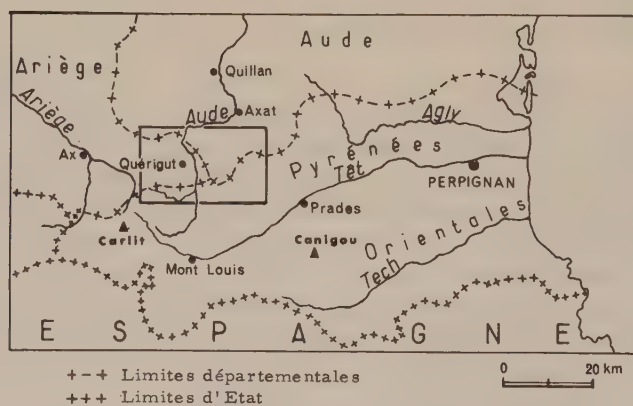


Fig. 1 - Localisation géographique de la région étudiée.

aboutissent au plateau du Donézan (pour la partie occidentale (Pl. I-5), au plateau de Madrès et aux forêts du Gravas (pour la partie orientale (Pl. I-6). Ces deux ensembles, nettement séparés par la profonde vallée de l'Aude, sont caractérisés par un relief peu accusé à molles ondulations dont les sommets sont souvent constitués d'imposants chaos granitiques.

Le relief de la région étudiée a été fortement influencé par l'érosion glaciaire dont on retrouve de très nombreuses traces sous forme de polis glaciaires (vallée du Boutadiol) ou de moraines. Les dépôts morainiques ont recouvert le fond de plusieurs vallées importantes (vallée du Capcir au Sud du massif et basse vallée de la Bruyante au Nord Ouest). Un très bel exemple de moraines latérales est fourni par les deux grands arcs glaciaires situés à la jonction des vallées du Galbe et de l'Aude (Pl. II-1).

Le réseau hydrographique est essentiellement constitué par l'Aude et ses affluents. Dans la partie occidentale du Massif, les ruisseaux forment un large éventail convergeant au point où l'Aude quitte le Massif. Prenant naissance au fond des étroites vallées glaciaires qui entaillent profondément les rebords occidentaux et méridionaux de la cuvette (Vallées de l'Estagnet de Balbonne, du Laurenti, du Boutadiol...) les ruisseaux alimentent de nombreux petits lacs (de Rabassoles - de l'Estagnet - de Balbonne - du Laurenti et de Quérigut) (Pl. II-2). Après un cours calme coupé de deux lacs de barrage (Matemale et Puyvalador) dans la plaine du Capcir, l'Aude s'engage, à l'entrée du Massif, dans une profonde gorge qui se poursuit bien au-delà du Massif de Quérigut jusqu'aux calcaires crétacés de la région de Quillan. Dans la partie orientale du Massif s'individualisent deux réseaux hydrographiques différents séparés par la ligne de crêtes joignant le Pic de Madrès au col de Jau. Le premier est constitué par l'Aiguette et ses affluents qui alimentent l'Aude. Le second, au sud, regroupe plusieurs ruisseaux (la Castellane et les ruisseaux des Camps Réals et de Cabrils) tous affluents de la Têt.

Les conditions d'affleurement sont très variables d'un point à l'autre du Massif et souvent de qualité médiocre. En effet, seule la zone des sommets, relativement dénudée, permet une observation géologique continue. De plus étant donné l'importance des phénomènes d'érosion les roches demeurent généralement très fraîches. Par contre, au Nord de cette zone se localise une large bande boisée où la présence d'un important recouvrement constitué de dépôts fluvio-glaciaires fait que les affleurements sont rares et discontinus. L'échantillonnage est d'autre part rendu plus difficile par l'altération superficielle importante subie par les roches (essentiellement les granitoïdes, les roches basiques ayant un grain plus fin résistant beaucoup mieux à ce phénomène). Nous avons cependant pu prélever plusieurs échantillons sains grâce à des travaux récents pour l'établissement de chemins forestiers. Enfin on retrouve, malgré une exploitation agricole relativement importante, des conditions d'affleurement notables, sinon suivies, à la bordure nord du Massif.

III - CADRE GEOLOGIQUE

1) - **LES ENSEMBLES GEOLOGIQUES** : Dans la zone primaire axiale des Pyrénées, à laquelle se rattache le Massif de Quérigut, quatre ensembles géologiques ont pu être distingués (E. RAGUIN - 1938) : a) les gneiss - b) les schistes infrapaléozoïques - c) les terrains gothlando-carbonifères - d) les granites (fig. 3).

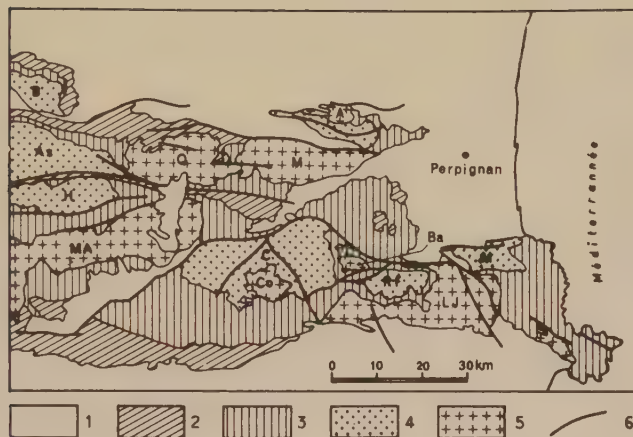


Fig. 3 - Carte géologique schématique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes (A. Autran - G. Guitard - E. Raguin - 1963).

- 1 - Formations post-hercyniennes (Permien - Secondaire - tertiaire - Quaternaire),
- 2 - Terrains gothlando-dévono-carbonifères,
- 3 - Schistes infra-paléozoïques cambro-ordoviciens,
- 4 - Massifs gneissiques (Al : Albères, As : Aston, B : St. Barthélémy, C : Canigou-Carança, H : Hospitalet, R. F. : Roc de France),
- 5 - Massifs granitiques (A : Agly, Co : Costabonne, L. J. : St. Laurent La Junquera, M : Millas, M. A. : Mont Louis-Andorre, Q : Quérigut, Ba : Batère),
- 6 - Failles principales.

a) Les gneiss : Dans la partie orientale des Pyrénées s'individualisent trois grands massifs gneissiques : Massif du Canigou-Carança, Massif de l'Aston et Massif de l'Hospitalet. Ces différents Massifs, encaissés dans les formations schisteuses infrapaléozoïques, sont constitués par une superposition complexe de plusieurs ensembles essentiellement gneissiques. C'est ainsi que dans le Massif du Canigou-Carança, G. GUITARD (1953-1969) a pu mettre en évidence la succession :

- Gneiss stratiformes du Canigou-Carança se subdivisant en quatre sous-ensembles :

- Gneiss G 1 leucocrates et acides passant sans transition aux micaschistes de la périphérie.
- Gneiss G 2 oeillés
- Gneiss G 3 sombres et polymorphes
- Gneiss G 4 clairs et acides
- Micaschistes de Balatg
- Gneiss stratiformes de Casémi
- Micaschistes de Moura
- Gneiss profonds du Cadi

Les caractères pétrographiques particuliers des gneiss G₂ ont conduit G. Guitard à leur attribuer une origine ortho résultant de la remobilisation d'un paléosocle vraisemblablement anté-cambrien. A la suite de l'étude des deux massifs de l'Aston et de l'Hospitalet H.J. ZWART (1965-1968) conclut également à l'existence d'orthogneiss partiellement remobilisés durant l'orogénèse hercynienne. Cependant, se basant sur les mesures géochronologiques, il propose l'hypothèse selon laquelle les granites dont dérivent les gneiss se seraient mis en place durant l'Ordovicien (475 M.A.). De plus, étant donné la similitude des caractères chimico-minéralogiques et de l'histoire évolutive des orthogneiss du Canigou et de ceux de l'Aston-Hospitalet, il suggère pour ces deux ensembles, une commune origine.

b) Les schistes infrapaléozoïques : Ces formations qui constituent l'enveloppe des massifs gneissiques présentent une grande monotonie des faciès. Ils sont complètement azoïques de sorte qu'aucun découpage stratigraphique précis n'a pu être établi dans cette série. Seule leur limite supérieure a pu être datée avec précision. En effet ces schistes passent en continuité à l'Ashgillien très fossilifère. Cependant, grâce à des caractères lithostratigraphiques, P. CAVET (1957) a divisé les schistes infrapaléozoïques en deux grands ensembles. Il a distingué à la base les schistes de Canaveilles attribués au Cambrien surmontés par les schistes de Jujols correspondant à l'Ordovicien. A la base de la série de Canaveilles sont interstratifiés des bancs calcaires dolomitiques et des niveaux de tufs et de kératophyres qui, sous l'action du métamorphisme, ont donné naissance aux "gneiss granulés" (G. GUITARD et P. LAFFITTE - 1956).

c) Les terrains gothlando-carbonifères : Faisant suite, sans discontinuité, à l'Ashgillien, le "Gothlandien" est caractérisé, comme dans l'ensemble des Pyrénées, par la présence à sa base de schistes carburés à graptolites renfermant localement des nodules calcaires à orthocères (P. CAVET - 1957). Durant le Gothlandien, la sédimentation évolue rapidement vers des calcschistes qui se poursuivent durant tout le Dévonien inférieur. Avec le Dévonien moyen débute un puissant complexe essentiellement calcaire avec quelques niveaux dolomitiques. Cette sédimentation calcaire se poursuit durant le Dévonien supérieur et s'achève par un niveau de calcaires griottes qui traduisent des conditions de dépôt en milieu peu profond préfigurant ainsi l'émersion importante durant le Tournaisien. A la suite

d'une nouvelle transgression, la sédimentation reprend au Viséen qui marque la fin de la série stratigraphique antéhercynienne dans les Pyrénées Orientales. Elle est caractérisée par la succession de lydiennes à nodules phosphatés puis de schistes à faciès Culm renfermant des lentilles de poudingue polygénique (à galets de lydiennes, de quartzite, de granite et de gneiss) (L.U. de SITTER et H.J. ZWART - 1953).

d) Les massifs granitiques : Dans la partie orientale de la zone axiale des Pyrénées s'individualisent trois gros ensembles granitiques représentés par les massifs de Saint-Laurent-la Junquera, de Mont Louis-Andorre, de Quérigut-Millas. Ces trois massifs paraissent, du moins dans leur partie supérieure, appartenir au type batholitique circonscrit. De plus une certaine analogie semble exister entre le massif de Quérigut et celui de Mont Louis. En effet, dans ce dernier, s'observe une transition graduelle vers le bas à un granite folié associé à des gneiss ocellés (A. AUTRAN et G. GUITARD - 1957, A. AUTRAN - 1964).

2) - LA TECTONIQUE : La plupart des auteurs admettent une continuité stratigraphique depuis les gneiss jusqu'au Dinantien. Ainsi, dans les Pyrénées, on ne retrouve aucune manifestation notable de la phase bretonne (phase précoce de l'orogénèse hercynienne datée à environ 345 M.A. à la limite Dévonien supérieur - Tournaisien (1)). Cependant les caractères particuliers de la sédimentation au Dévonien supérieur et l'absence locale de Tournaisien sont parfois interprétés comme résultant d'une exondation partielle de la chaîne pyrénéenne, sans déformation notable, sous l'action très atténuée de cette phase. L'érosion importante sur cette aire émergée aurait permis de mettre à nu un socle antéhercynien dont on retrouverait des témoins dans certains poudingues polygéniques du Dinantien (L.V. de SITTER, 1954, P. CAVET, 1958). Par contre une discontinuité stratigraphique se localiserait dans des gneiss et correspondrait à la présence d'un socle antéhercynien (G. GUITARD, 1963).

Durant l'orogénèse hercynienne (dont le paroxysme a pu être relié, dans les Pyrénées à la phase Asturienne), plusieurs phases de déformation et de cristallisation se sont succédées. H.J. ZWART (1962-1965) dans les Pyrénées Centrales, G. GUITARD (1960) et M. MATTAUER et al (1967) dans les Pyrénées Orientales ont mis en évidence la succession d'une première phase responsable du métamorphisme principal dont le gradient a varié suivant les régions et d'une ou plusieurs phases secondaires, transversales, repliant les structures primaires. Le méga plissement d'ensemble, lié à l'action de ces phases a une direction sensiblement E-W. Il se traduit dans les socles gneissiques par le développement de géanticlinaux tandis que dans les sédiments paléozoïques, les structures sont beaucoup plus complexes (avec parfois des chevauchements locaux). Les granites circonscrits commenceraient à se former durant ces phases, cependant, comme ils recoupent fréquemment les structures, ils apparaissent essentiellement tardi-tectoniques. La fin de la tectogénèse hercynienne est marquée par le développement de grandes failles radiales soit parallèles, soit transversales à la direction des plis (J.M. FONTBOTE et G. GUITARD, 1958). De plus, selon M. MATTAUER (1968) l'allure rectiligne de la chaîne des Pyrénées serait expliquée par l'existence d'un grand décrochement dextre tardi-hercynien (de plusieurs centaines de kilomètres de rejet horizontal) sur lequel se seraient moulées ultérieurement les structures pyrénéennes.

Postérieurement à l'orogénèse hercynienne, les Pyrénées ont été affectées par au moins deux phases tectoniques importantes. La première localisée par

(1) Cette datation a été proposée par la commission de géochronologie de l'I.U.G.S. (1966).

certain auteurs à la limite Albien-Cénomanién (M. CASTERAS, 1964, E. JAGER et H.J. ZWART, 1968) et par d'autres à la limite Crétacé-Tertiaire (M. MATTAUER, 1968) se serait essentiellement manifestée dans la zone Nord Pyrénéenne dans laquelle les plissements se seraient accompagnés d'un métamorphisme particulier (pouvant atteindre localement le faciès amphibolite). Son action dans la zone primaire axiale semble beaucoup plus discrète, cependant E. JAGER et H.J. ZWART, (1968) lui attribuent le rajeunissement à 100 M.A. des biotites provenant de la partie Nord des gneiss ocellés du Massif de l'Aston. La seconde phase (appelée phase pyrénéenne) semble avoir affecté, durant l'Eocène supérieur, la majeure partie de la chaîne pyrénéenne. Son importance dans la zone primaire axiale est assez mal connue, cependant certains chevauchements, parfois de grande amplitude ont pu lui être rattachés (notamment celui de Gèdre-Gavarnie ; M. CLIN - 1959). Dans les ensembles granitiques hercyniens ces phases se sont accompagnées de mouvements cassants. Il est à noter que ces accidents n'ont souvent résulté que d'un rejeu plus ou moins important de failles hercyniennes.

3) - LE VOLCANISME: Durant toute l'histoire antéhercynienne de la zone axiale des Pyrénées Orientales, le volcanisme semble n'avoir joué qu'un rôle très discret sous forme de tufs ou coulées locales. On peut distinguer :

- un volcanisme cambrien mis en évidence en bordure du massif du Canigou (G. GUITARD et P. LAFFITTE - 1956) caractérisé par des dépôts de tufs et de kératophyres ("gneiss granulés").

- un volcanisme caradocien dans les Aspres donnant naissance à des coulées rhyodacitiques et des tufs (P. CAVET - 1957-1959).

- un volcanisme dinantien constitué de roches spilitiques (M. PELISSONNIER - 1956, J. BOULADON, G. MACHAIRAS et J.P. PROUHET - 1963).

IV - ORIENTATIONS DES RECHERCHES ET METHODES DE TRAVAIL

Nos recherches sur le Massif de Quérigut ont été axées sur l'étude de plusieurs problèmes importants mis en évidence par les travaux antérieurs sur le Massif proprement dit et sur d'autres ensembles granitiques ou gneissiques des Pyrénées. Trois problèmes principaux ont pu être ainsi dégagés :

- Nature et origine des divers granitoïdes qui constituent le Massif.
- Origine et évolution des roches basiques (et ultrabasiques associées) englobées dans le Massif. Leur rapport avec les roches granitoïdes.
- Age des septa métasédimentaires associés aux granitoïdes méridionaux. Leur évolution métamorphique. Nature et importance du métamorphisme hercynien.

Pour aborder ces différents problèmes nous nous sommes appuyés sur une succession d'études à diverses échelles.

En premier lieu une étude de terrain a permis de mener à bien la cartographie détaillée du Massif et de son encaissant (au 1/25.000ème et localement au 1/10.000ème) en mettant notamment en évidence les grandes unités pétrographiques qui le constituent et les liaisons qu'elles présentent entre elles. D'autre part, nous avons effectué un important échantillonnage des divers faciès lithologiques (roches ignées, métamorphiques et sédimentaires) soit sous forme d'échantillons isolés, soit le long de coupes continues.

A partir des échantillons ainsi recueillis, nous avons entrepris plusieurs types d'études au laboratoire. Une étude pétrographique détaillée de tous les faciès lithologiques a mis en évidence les caractéristiques majeures des phases minérales qui les constituent et leur évolution. Ces observations ont permis de dégager leur ordre de cristallisation. La plupart des échantillons ont été analysés au quantomètre pour les éléments majeurs (laboratoire de quantométrie du C.R.P.G.-Nancy). Nous disposons actuellement de près de 700 analyses représentatives de tous les ensembles lithologiques (450 analyses de roches ignées et 220 analyses de roches sédimentaires et métamorphiques). L'analyse en grande série s'est révélée être un outil d'une importance considérable dans notre étude. En effet, il a été possible de bien caractériser les différents faciès et de mettre en évidence leurs tendances évolutives. Grâce à cette étude nous disposons notamment de données importantes sur les relations entre les granitoïdes et les roches basiques. A partir des phases minérales principales extraites des divers ensembles ignés et métamorphiques, nous avons entrepris une étude minéralogique (chimique, cristallographique et thermodynamique). Nous avons ainsi acquis des informations sur leur composition, leur évolution et leurs conditions de genèse. Enfin, en liaison avec J. SONET (Laboratoire de Spectrométrie de Masse du C.R.P.G.), nous avons entrepris une étude géochronologique sur les roches granitoïdes (roche totale et minéraux) afin d'obtenir à la fois une meilleure définition chronologique de l'orogénèse hercynienne et des indications sur l'origine de ces formations grâce à la détermination du rapport isotopique initial du strontium.

Par contre, nous n'avons pas abordé l'étude structurale détaillée du Massif et de son encaissant. Cette étude, ainsi que nous l'avons signalé précédemment, fait l'objet d'une recherche approfondie de J. MARRE.

1ère Partie

LES ROCHES IGNEES

A - ETUDES PETROGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

B - ETUDES GEOCHIMIQUES, MINERALOGIQUES ET
GEOCHRONOLOGIQUES

C - TYPOLOGIE DES ROCHES IGNEES

A. ETUDES PETROGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

A - Chapitre 1

INTRODUCTION

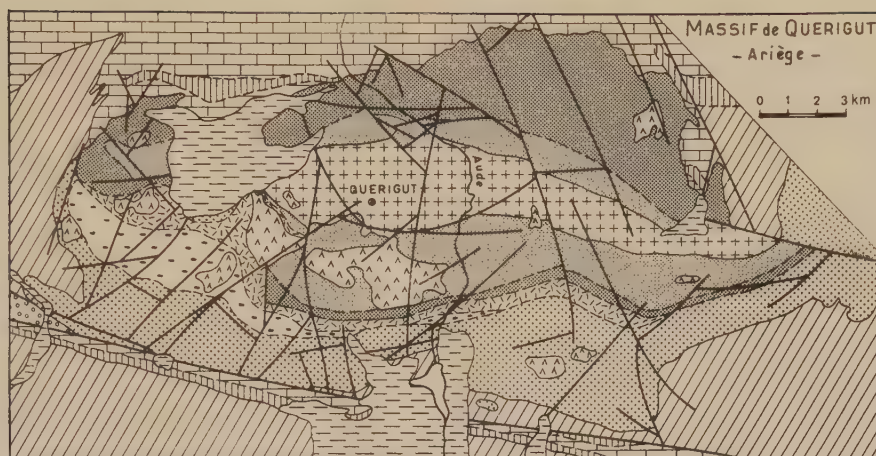
Les études précédentes ont essentiellement mis l'accent sur la dualité d'aspect présentée par le Massif de Quérigut. En effet, elles opposaient sa partie centrale et septentrionale relativement homogène (avec quelques variations porphyroïdes locales) et d'aspect batholitique à sa partie méridionale, hétérogène constituée d'une association complexe de diverses roches très orientées (granitoïdes, roches basiques et ultra-basiques, septa-métasédimentaires) et présentant un net aspect migmatitique. La grande hétérogénéité de cette seconde zone était reliée aux transformations endo et exomorphiques subies par les différents types lithologiques lors de la mise en place du magma granitique.

I - PRESENTATION DES GRANDES UNITES DE ROCHES IGNEES

Nos levés géologiques complétés par des études pétrographiques et géochimiques (J. LETERRIER, 1968) ont permis de montrer que la partie centrale et septentrionale du Massif de Quérigut n'était pas homogène et ne s'opposait pas aussi nettement à sa partie méridionale. Elle est, en fait, constituée de trois grands ensembles granitiques (granite de Quérigut, granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre, granite monzonitique d'Escouloubre) se disposant en une structure zonée, concentrique, allongée parallèlement à la direction hercynienne principale des Pyrénées (N110E) (carte hors texte et fig. 4).

Le passage entre cette partie du Massif et sa zone méridionale peut être transitionnel se produisant par l'apparition progressive dans le granite monzonitique (qui constitue la zone externe de la structure précédente) d'une foliation importante (se marquant surtout par l'orientation préférentielle des paillettes de mica). Par contre, principalement dans la partie occidentale du Massif, les deux zones peuvent être séparées par un ensemble constitué de l'association complexe de roches acides et de roches basiques que nous définirons plus loin.

Les granitoïdes méridionaux, se distinguent des précédents par une foliation plus ou moins marquée. Ils regroupent des roches dont la composition varie



Formations sédimentaires et métamorphiques :

	Fluvio-glaciaire		Ordovicien (schistes - quartzites)
	Dévonien moyen et supérieur (calcaires - dolomies)		Gneiss du Massif de l'Aston
	Gothlandien - Dévonien inférieur (schistes - calcaires - calcschistes)		

Roches ignées :

	Granite de Quérigut		Granitoides méridionaux et septa sédimentaires associés
	Granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre		Roches basiques (diorites et gabbros quartzifères) et ultrabasiques
	Granite monzonitique d'Escouloubre		Association complexe de roches basiques (en flammèches) et de roches acides (tonalites)
	Granodiorites - tonalites (matrices d'enclaves)		Failles

Fig. 4 - Cadre géologique du Massif de Quérigut (Ariège).
Les grands ensembles de roches ignées.

entre celle de granites monzonitiques et celle de tonalites (1) (avec prédominance des termes calco-sodiques). L'existence de la foliation qui gêne fréquemment la distinction des faciès pétrographiques, n'a pas permis d'établir leur répartition cartographique. Ces roches granitoïdes se caractérisent de plus par la grande abondance des septa-métasédimentaires qu'elles renferment (cipolins - cornes calciques-micaschistes - poudingues polygéniques - quartzites) (fig. 4 et carte hors texte).

Le Massif de Quérigut renferme d'autre part un autre ensemble très important de roches ignées représentées par des formations basiques gabbro-dioritiques. Ces roches (riches en minéraux ferro-magnésiens et à grain généralement fin) se distribuent dans le Massif sous trois aspects différents. Tantôt elles affleurent de manière continue en massifs dont certains couvrent plusieurs kilomètres carrés. Tantôt elles sont intimement associées aux roches granitiques. C'est le cas au pourtour des massifs basiques où l'on observe des enclaves basiques à contours anguleux ou ovoïdes dans une matrice granitique dont l'importance augmente quand on s'éloigne du corps basique principal. C'est aussi le cas dans la grande bande mixte basique acide qui jalonne, comme nous l'avons signalé, la limite entre les zones septentrionale et méridionale du Massif. Là les roches gabbro-dioritiques, souvent dominantes, forment des amas, des corps discoïdes, des fuseaux ou des "flammèches" plus ou moins disjoints et séparés par une matrice grenue claire tonalitique. Tous ces éléments basiques, dont l'allongement est très marqué, sont orientés uniformément selon une direction conforme à la foliation des granitoïdes méridionaux.

Le Massif de Quérigut renferme enfin un dernier ensemble de formations ignées, très subordonnées par rapport aux deux groupes précédents, représentées par des filons acides et basiques. Dans les filons acides, nous avons distingué cinq types pétrographiques distincts : granites à 2 micas - aplites - granophyres - plagiaplites et microgranites à biotite. Les filons basiques, se distinguant nettement des roches gabbro-dioritiques précédentes par leur habitus et par l'absence de phénomènes de bordure, constituent un groupe pétrographique relativement homogène regroupant différents types de dolérites.

Observées sur le terrain, les relations mutuelles présentées par les trois grands ensembles ignés (granitoïdes, roches gabbro-dioritiques, formations filoniennes) suggèrent une chronologie dont nous aurons à éclairer les divers aspects dans les chapitres suivants. Nous serons amenés à conclure que les roches basiques (gabbros et diorites quartzifères) sont de formation précoce (en partie syntectonique) tandis que l'évolution granitique se poursuit plus tardivement dans des conditions post-tectoniques. Les roches filoniennes recoupant indifféremment l'ensemble des autres roches ignées et les septa-métasédimentaires (de la partie méridionale du Massif) suivant des contacts tranchés, paraissent représenter un épisode tardif de l'orogénèse hercynienne.

(1) A. Streckeisen (1968) a proposé à la "Subcomission on the nomenclature and systematics of igneous rocks" de l'I.U.G.S. de distinguer dans la famille des quartz-diorites les roches renfermant plus de 20% de quartz (appelées tonalites) de celles qui en contiennent de 5 à 20% (pour lesquelles le terme de quartz-diorites a été maintenu). Nous avons adopté le terme de tonalite dans ce sens précis.

Bien que les granitoïdes soient de très loin les formations les plus développées, il nous a donc paru plus conforme à cette chronologie et plus simple pour l'exposé de traiter d'abord des roches basiques, puis des granitoïdes et enfin des roches filoniennes dans les diverses études présentées en première partie de notre mémoire.

II - PRESENTATION DE LA COUPE DE LA VALLEE DE L'AUDE

Avant d'aborder l'étude détaillée des différentes formations ignées qui constituent le Massif de Quérigut, il nous est apparu intéressant de présenter la coupe de la vallée de l'Aude (le long de la route N 118 entre Puyvalador et le château d'Usson). Cette coupe, sensiblement N.S., est particulièrement intéressante car elle fournit une succession d'affleurements assez continus depuis les schistes de Puyvalador bordant le Massif au Sud jusqu'aux calcaires dévoniens sous lesquels il s'enfonce au Nord. Il est ainsi possible, grâce à cette coupe, d'observer l'ensemble des faciès pétrographiques du Massif (fig. 5).

Le premier affleurement important se situe à environ 300 m. au Sud du croisement de la N 118 avec la route D 18 (point A, Pl. II-3). En ce point, on observe le contact entre les schistes de Puyvalador et une tonalite très orientée (Pl. III-1) qui constitue le faciès méridional dominant. La tonalite présente une schistosité bien marquée de direction voisine de N 105 E et de faible pendage Nord (environ 30°). Cette schistosité est de plus soulignée par de petites enclaves en fuseaux alignées. L'ensemble est recoupé par tout un jeu de diaclases sub-verticales. Très rapidement au-dessus apparaissent les premiers septa-métasédimentaires représentés par la succession de micaschistes quartziteux finement rubanés, de micaschistes ampéliteux et de formations calcareuses (cipolins - cornéennes calciques) dont l'important développement s'observe dans la carrière située au croisement entre la N 118 et la D 18 (Pl. II-4). Les septa-métasédimentaires, essentiellement calcareux, et alternant avec des passées de granitoïdes très orientées, se poursuivent le long de la D 18 (vers Quérigut) jusqu'à la seconde carrière (Pl. II-5). La schistosité de cet ensemble conserve une direction sensiblement constante (N 95 à 105 E) et son pendage, toujours vers le Nord, se relève notablement (60 à 80°).

Le long de la N 118 (à environ 500 m. au Nord du croisement de la D 18) les travaux de mise en place d'une conduite forcée fournissent des affleurements d'une fraîcheur exceptionnelle (Point B). Sur plusieurs centaines de mètres s'observe alors l'association complexe de roches basiques mésocrates à mélanocrates, à grain plus ou moins fin, en masses importantes ou en enclaves anguleuses, ovoïdes (ou même en flammèches) et de roches acides leucocrates, à grain moyen constituant la matrice. Dans cette matrice, dont la composition évolue généralement entre des diorites quartziques tonalitiques et des granodiorites (Pl. III-2-3), s'individualisent des taches granitiques à contours flous riches en phénocristaux de feldspath potassique. Les contacts entre les enclaves et la matrice sont soit très tranchés, soit progressifs sous forme d'un développement important de plagioclase dans la roche basique. Les cristaux de plagioclase sont soit dispersés, soit alignés en "pseudofilons". A côté des roches basiques, on note également la présence de quelques petites enclaves schisteuses à grain très fin et anguleuses.

En poursuivant la coupe vers le Nord, l'abondance et la taille des enclaves basiques diminuent rapidement. Parallèlement dans la matrice se développent quelques cristaux de feldspath potassique sub-automorphes dont la taille ne dépass-

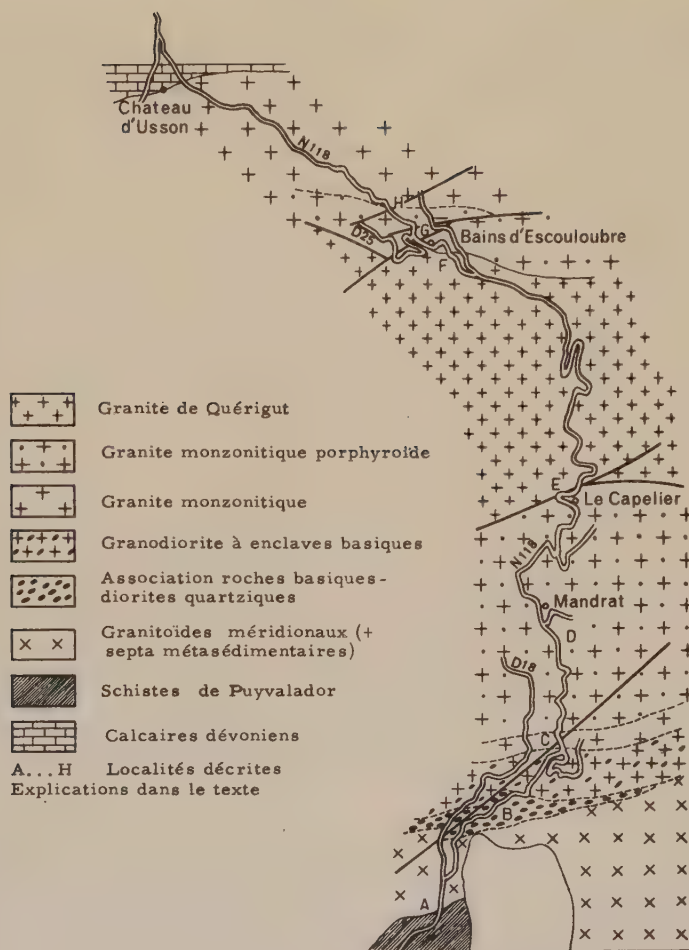


Fig. 5 - Schéma cartographique de la coupe de la vallée de l'Aude.

se pas 2 centimètres. La matrice prend ainsi progressivement une composition de granite monzonitique (Pl. III-4).

Au-delà du croisement avec la route forestière du Carcanet (Point C), les phénocristaux de feldspath potassique, quoique restant de faible taille, deviennent abondants et la roche tend à acquérir une structure porphyroïde. Vers le Nord, ce caractère s'accroît progressivement avec l'accroissement notable de la taille des phénocristaux de feldspath potassique (Pl. III-5). Dans cet ensemble généralement très homogène s'observent localement des enclaves basiques parfois abondantes (Point D). Il est à noter que le granite monzonitique porphyroïde conserve ses caractères jusqu'au contact de ces enclaves dans lesquelles se développent parfois quelques phénocristaux de feldspath potassique. Le granite est recoupé par de nombreux filons de granite à deux micas à grain fin renfermant fréquemment des mouches (ou parfois des cocardes) de tourmaline. Les contacts avec le granite monzonitique porphyroïde sont très tranchés. Le granite monzonitique porphyroïde se poursuit sans changement notable jusqu'au grand accident représenté par la faille de Quérigut recoupant la N 118 au Capelier (Point E). Sous l'action de cette faille, la roche est intensément laminée et silicifiée (présence d'un filon de quartz). Nous pouvons noter une différence tectonique sensible entre les deux compartiments granitiques séparés par cette faille. En effet au Sud, après une zone laminée ou fortement cataclasée de quelques dizaines de mètres, on retrouve un granite normal très sain. Par contre au Nord, le granite fréquemment cataclaté, est traversé par de très nombreuses failles. Celles-ci en plus de l'action tectonique qu'elles produisent, semblent induire dans le granite une transformation particulière. En effet à leur proximité, le granite peu ou pas cataclaté se décolore entièrement (disparition de la biotite remplacée par de la muscovite) et prend une teinte jaune vert pâle (teinte donnée par le plagioclase). Ce phénomène, particulièrement bien visible entre l'usine hydroélectrique d'Escouloubre et les Bains d'Escouloubre, se poursuit jusque dans la région des Eaux Chaudes (à proximité de la bordure Nord du Massif).

Au Nord de la faille de Quérigut, indépendamment de la cataclase et des transformations "hydrothermales", le granite change notablement d'aspect. En effet, il est plus clair que le granite monzonitique porphyroïde (faible abondance de la biotite) et surtout les phénocristaux de feldspath potassique sont très peu abondants. Cette roche grenue à phénocristaux rares ou absents correspond au granite de Quérigut (Pl. III-6). Compte tenu des variations notées précédemment le granite se poursuit jusqu'à environ 200 m. au Sud des premières maisons des Bains d'Escouloubre (Point F). En ce point on observe le passage brutal entre le granite de Quérigut et un granite monzonitique porphyroïde identique à celui du Sud. Dans ce granite monzonitique porphyroïde, les phénocristaux de feldspath potassique sont particulièrement bien développés notamment en face du croisement entre la N 118 et la D 25 (Point G) où ils atteignent 3 à 4 cms.

Ce faciès se poursuit jusqu'aux Bains de Carcanières (Point H) où l'on observe une diminution rapide de l'importance et du nombre des phénocristaux de feldspath potassique. La localisation et l'extension exacte de ce passage sont difficiles à déterminer en raison d'une importante cataclase affectant la roche. Le faciès granitique (granite monzonitique d'Escouloubre) ainsi apparu constitue l'ensemble de la bordure Nord du Massif. Il se suit jusqu'au pied du château d'Usson où il butte contre les calcaires dévoniens. Ce granite est très homogène et la seule variation notable se traduit sous forme d'un développement de quelques cristaux de hornblende à proximité du contact avec les calcaires. Ce granite renferme localement des enclaves basiques ovoïdes, de petite dimension, présentant

des contacts très tranchés avec la roche encaissante dont les caractéristiques demeurent inchangées.

A - Chapitre 2

LES ROCHES BASIQUES ET ULTRA-BASIQUES

Gabbros et diorites quartzifères, amphibolites
pyroxéno-amphibolites, cortlandites

I - LOCALISATION - EXTENSION - CARACTERES MACROSCOPIQUES RAPPORTS AVEC LES ROCHES GRANITOIDES

1) - **LES GABBROS ET DIORITES QUARTZIFERES** : Les roches basiques, essentiellement représentées par des diorites et des gabbros quartzifères, sont très répandues dans le Massif de Quérigut. Ce sont des roches cristallines, sombres (mélanocrates à mésocrates) à grain généralement fin, riches en amphibole et en biotite (celle-ci généralement subordonnée), se distinguant très nettement sur le terrain des roches granitoïdes qui les renferment (granites à tonalites). Elles apparaissent sous plusieurs habitus différents.

a) Types de gisement : En premier lieu, les roches basiques constituent des masses importantes, bien individualisées, d'extension variable, et réparties dans l'ensemble des granitoïdes. Elles sont cependant plus abondantes au Sud du granite de Quérigut qu'au Nord où seule la masse du Prat del Rey présente une importance notable. Au Sud du granite de Quérigut se localisent deux ensembles importants dont la superficie atteint plusieurs kilomètres carrés (ce sont ceux de la Forêt de Joucarets et du Roc de l'Ermite). Les autres masses ont des tailles très variables (depuis un kilomètre carré jusqu'à quelques dizaines de mètres carrés). Elles se limitent au Massif proprement dit, jusqu'en ses bordures et n'ont jamais été observées dans les sédiments encaissants.

La limite entre ces masses et les roches granitiques encaissantes n'est pas brutale mais s'effectue par l'intermédiaire d'une zone particulière. En effet, sur une puissance de 1 cm à quelques dizaines de mètres, les bordures des masses sont recoupées par un réseau très irrégulier, leucocrate (constitué de "veinules" centimétriques à métriques de tonalite à grain moyen) qui isole des fragments irréguliers, fréquemment anguleux, de roches basiques. La taille de ces fragments est très variable (décimétrique à métrique) (Pl. IV 1-2). En s'éloignant des masses gabbro-dioritiques, parallèlement à l'accroissement rapide de l'importance de la matrice grenue leucocrate (dont la composition évolue progressivement, ainsi que nous le verrons dans le chapitre suivant, depuis des tonalites jusqu'aux granites), l'importance et la forme de ces fragments basiques varient rapidement. En effet ils apparaissent alors sous forme d'enclaves ovoïdes de dimensions restreintes (10 à 50 cm) (Pl. IV-3). Cette évolution peut être très rapide (les enclaves devenant rares et de petites dimensions à quelques dizaines de mètres à peine des masses) ou au contraire très progressive (ainsi les enclaves demeurent

abondantes et d'assez grande dimension sur plusieurs centaines de mètres à l'ouest de la masse du Roc de l'Ermite).

Les enclaves (qui constituent le second mode de gisement des diorites et gabbros quartzifères) ainsi apparues ne sont pas strictement liées à la proximité immédiate des masses basiques. Nous avons pu en observer (quoique très dispersées et généralement de petite taille) dans les granites aussi bien centraux que septentrionaux (Pl. VI-1). Apparemment dispersées sans orientation notable dans la partie centrale et septentrionale du Massif, les enclaves tendent par contre à s'aligner à l'approche de la zone complexe basique-acide (que nous décrirons dans le paragraphe suivant) et, de façon systématique, dans la zone méridionale (l'orientation ainsi esquissée est identique à la foliation des roches granitoïdes qui les renferment) (Pl. IV-3).

Enfin, essentiellement à l'Ouest de la vallée de l'Aude, les diorites et gabbros quartzifères constituent la majeure partie d'une association complexe basique-acide qui se localise à la limite entre les parties septentrionales et méridionales du Massif (fig. 4 et carte hors texte). Ce complexe affecte une forme de croissant se pinçant à ses deux extrémités (Etangs de Rabassoles à l'Ouest et vallée de l'Aude à l'Est) et atteignant une puissance de près de deux kilomètres au niveau de l'Etang du Laurenti. Les diorites et gabbros quartzifères y apparaissent soit en masses plus ou moins importantes (quelques mètres carrés à plusieurs centaines de mètres carrés) soit, essentiellement, sous forme d'enclaves très allongées (en flammèches), à contours assez irréguliers, ayant toutes la même orientation et séparées par une matrice grenue leucocrate subordonnée (ayant une composition tonalitique) (Pl. IV 4-5). Un excellent exemple de la double morphologie des roches basiques dans ce complexe basique-acide peut être observé le long de la route de Quérigut (D 16) à environ 700 m au Nord de son croisement avec la route N 118. Etant donné l'alignement systématique des enclaves, le complexe présente une foliation très marquée dont l'orientation est tout à fait conforme à la schistosité majeure des formations méridionales (granitoïdes et septa-métasédimentaires) et dont le pendage, systématiquement dirigé vers l'intérieur du Massif, tend progressivement à se redresser à l'approche de la zone méridionale.

b) Caractères macroscopiques des roches en massifs : Les masses basiques importantes ne sont pas homogènes. Les diorites et gabbros quartzifères qui les constituent présentent de fortes variations de texture, de granulométrie et de minéralogie. Ces variations ne sont pas ordonnées mais apparemment anarchiques. Cette hétérogénéité s'observe jusqu'à l'échelle de l'affleurement où plusieurs types pétrographiques, s'enchevêtrant et passant généralement de façon progressive de l'un à l'autre, peuvent être distingués sans qu'il soit possible d'établir une succession chronologique. Ces variations ont donné naissance à une multiplicité de types pétrographiques dont il serait fastidieux de donner la description détaillée. Pour cette raison, nous avons choisi en premier lieu de regrouper les échantillons en fonction de leur granulométrie. D'autre part, chaque groupe granulométrique a été subdivisé en fonction de caractères particuliers (texture, minéralogie ...). Afin d'illustrer cette présentation macroscopique nous avons sélectionné un certain nombre d'échantillons témoins (1) qui seront d'autre part utilisés lors des études microscopiques, géochimiques et, pour certains d'entre eux, lors de l'étude minéralogique.

(1) La localisation des échantillons témoins, leurs caractères pétrographiques et leurs compositions chimiques sont regroupés en annexe.

Dans les diorites et gabbros quartzifères constituant les masses importantes, nous distinguons les faciès à grain fin, à grain moyen, à gros grain et les pegmatoïdes basiques. Un cinquième groupe très subordonné est composé de roches à grain très fin, hypermélancrates. Contrairement aux précédentes, ces formations ne se distribuent pas au hasard mais systématiquement, en bordure des masses basiques, sous forme d'une frange ayant une puissance limitée (centimétrique à métrique) entre les diorites et gabbros normaux et les "filons" tonalitiques qui les recoupent (Pl. IV-6).

α) *Les faciès à grain fin* (Pl. V-1) : Les roches qui constituent ce groupe ont une granulométrie variant de 0,3 à 1,2 mm. Grâce à leur texture et aux variations des proportions des phases minérales qui les composent, nous avons distingué :

- Les faciès à grain fin mélancrate et à texture doléritique (éch. P 617) sont des roches gris sombre, riches en minéraux ferromagnésiens. La biotite, subsidiaire par rapport à l'amphibole apparaît soit en fines paillettes, soit en grands cristaux dont la taille (0,2 à 0,5 cm) est très supérieure à celle des autres minéraux. Le plagioclase se présente sous deux habitus différents ; en petites lattes dans le fond de la roche ou en phénocristaux (3 à 5 mm) plus rares et dispersés (les roches tendant à acquérir ainsi une texture microgrenue).

- Les faciès à grain fin mésocrate (éch. L862) se distinguent essentiellement des précédents par le développement important de la phase quartzofeldspathique. Le plagioclase du fond de la roche tend à perdre sa forme allongée (la texture devient alors franchement grenue). La biotite, dont l'importance est sensiblement égale à celle de l'amphibole, se présente sous les mêmes aspects que dans le faciès précédent. Enfin, dans certains échantillons s'observent quelques cristaux de quartz arrondis, frangés d'une couronne d'amphibole.

β) *Les faciès à grain moyen* (Pl. V-2) : La granulométrie des roches regroupées dans cet ensemble varie de 0,8 à 2,5 mm. Leur texture est très généralement grenue et nous ne retrouvons pas de types doléritiques francs. Comme dans le groupe précédent, en nous basant sur les proportions relatives des différentes phases minérales, nous avons pu distinguer deux sous-ensembles :

- Les faciès à grain moyen mélancrate (éch. P618) représentent des roches gris moyen à gris verdâtre dans lesquelles la biotite, subsidiaire par rapport à l'amphibole peut apparaître sous trois aspects différents : en cristaux ayant une taille équivalente à celle des autres minéraux, en grandes paillettes (0,3 à 0,5 cm) en amas xénomorphes constitués par l'enchevêtrement de fines sections. Le plagioclase se développe en petits cristaux parfois assez allongés (esquissant une texture doléritique) et rarement en phénocristaux dispersés sans ordre apparent.

- Les faciès à grain moyen mésocrate (éch. S6187) ont une teinte sensiblement plus claire que les précédents sous l'action d'un développement important de la phase quartzofeldspathique. Le plagioclase minéral dominant de ces roches n'apparaît pas en phénocristaux.

γ) *Les faciès à gros grain* (Pl. V-3) : Ces roches dont la granulométrie varie de 1,5 à 4 mm ont, du fait de l'effet de grain, une teinte légèrement plus claire que celles du groupe précédent. Elles sont toutes franchement grenues. Nous avons de nouveau scindé ce groupe en deux sous ensembles principaux :

- Les faciès à gros grain essentiellement amphiboliques (éch. L636) regroupent des roches largement cristallisées de teinte gris verdâtre dans lesquelles l'amphibole est très dominante sur la biotite. Toutes les phases minérales ont une taille identique. Cependant le quartz peut localement se développer sous forme de gros cristaux globuleux (pouvant atteindre 1 cm de diamètre) frangés d'une couronne de cristaux d'amphibole.

- Les faciès à gros grain à biotite dominante (éch. S6217) sont proches des précédents s'en distinguant par une proportion supérieure de minéraux quartzofeldspathiques et surtout par la prédominance très marquée de la biotite par rapport à l'amphibole.

δ) *Les pegmatoïdes basiques* : apparaissant en taches à contours capricieux et flous dans les faciès précédents, les pegmatoïdes basiques s'individualisent nettement par l'exagération de la taille des minéraux qui les composent. En effet, les cristaux de plagioclase, d'amphibole et, plus rarement de biotite peuvent atteindre 2 à 3 cm de longueur.

ε) *Les faciès à grain très fin, hypermélancrates* (éch. S5213A, Pl.V-4) ayant une extension limitée se distinguent nettement des autres faciès basiques par la finesse de leur grain (0,1 à 0,5 mm) et leur grande richesse en minéraux ferro-magnésiens. La limite entre ce type pétrographique et les roches basiques normales est généralement très tranchée. De plus, nous notons la présence de fragments à grain très fin dans les diorites et gabbros qui les bordent (ce qui tendrait à prouver l'antériorité des premiers). Ces roches peuvent présenter un aspect grenu ou, avec le développement important de phénocristaux de plagioclase (atteignant plusieurs millimètres), un aspect microgrenu. Les contacts entre ces faciès et les "filonnets" tonalitiques sont très tranchés (avec une augmentation très brutale de la granulométrie et l'importante décroissance des minéraux ferro-magnésiens) mais non rectilignes (car les minéraux des tonalites chevauchent fréquemment la bordure).

c) Caractères macroscopiques des roches en enclaves dans les granitoïdes : Dans les enclaves, nous retrouvons également la grande diversité pétrographique observée à l'intérieur des masses basiques et ce phénomène est encore plus net. En effet, sur un même affleurement peuvent coexister des enclaves appartenant à des types pétrographiques nettement différents (Pl. V-5-6). Il est à noter que, mise à part l'existence locale de faciès de bordure hypermélancrates à grain très fin, nous n'avons jamais observé la présence de plusieurs types pétrographiques dans une même enclave.

S'il est possible, dans les enclaves basiques, de retrouver des groupes pétrographiques voisins de ceux que nous avons définis pour les faciès constituant les masses importantes, il est à noter que les types à grain fin (et même très fin) sont nettement dominants (1). Nous avons ainsi distingué :

α) *Les faciès à grain très fin* (Pl. VI-2) : Ce type présente des caractères tout à fait identiques à ceux que nous avons décrits pour les faciès de bordure des masses basiques au contact des filonnets tonalitiques. Il constitue soit des enclaves soit uniquement une mince frange autour d'enclaves à grain fin ou moyen. Dans cet ensemble, il est possible d'individualiser deux types :

(1) Dans les différents faciès d'enclaves distingués, la teinte n'est pas uniforme car elle peut varier entre un gris verdâtre sombre et un gris brunâtre. Cette variation semble liée à un notable accroissement de la phase biotitique (et peut-être du plagioclase). Etant donné la finesse générale du grain, la distinction, dans une même classe granulométrique, entre les faciès franchement mélancrates (à hypermélancrates) et à tendance mésocrate est très malaisée. Nous n'avons donc pas tenu compte de ce critère lors de la classification pétrographique.

- Les faciès à grain très fin aphyriques (éch. L7028) qui représentent des roches hypermélancocrates de teinte gris sombre massives dans lesquelles tous les minéraux ont la même taille (0,2 à 0,8 mm).

- Les faciès à grain très fin microgrenus (éch. L7014) qui se distinguent des précédents par le développement plus ou moins important de phénocristaux de plagioclase subautomorphes (atteignant 3 à 4 mm).

β) *Les faciès à grain fin* (éch. L7020) : Parallèlement à l'accroissement de la granulométrie (0,4 à 1,3 mm) la teinte de la roche tend à s'éclaircir (devient gris moyen). Il est alors possible de distinguer à l'oeil nu le plagioclase qui apparaît en cristaux relativement allongés (tendant ainsi à esquisser une texture doléritique. D'autre part, le plagioclase ne constitue que rarement des phénocristaux subautomorphes dispersés dans la roche. Enfin la biotite se développe parfois en paillettes dont la taille (1 à 2 mm) est supérieure à celle des autres minéraux.

γ) *Les faciès à grain moyen* (éch. L7026) : Dans ces roches (dont la granulométrie varie de 0,8 à 2 mm) le plagioclase acquiert une forme plus trapue donnant naissance à une texture franchement grenue. Cependant les minéraux ferromagnésiens tendent parfois à s'aligner conférant aux enclaves une certaine fluidalité. Les phénocristaux de plagioclase sont très rares.

δ) *Les faciès à grain fin à moyen essentiellement biotitiques* (éch. S5202, Pl. VI-1-3) : Ce dernier ensemble regroupe des enclaves assez variées, isolées et localisées loin des masses basiques (leur matrice est franchement granitique). De teinte gris brunâtre, elles se caractérisent essentiellement par leur grande richesse en biotite. L'amphibole, parfois absente, se rassemble localement en petits nids (ayant un diamètre de 1 à 2 cm).

2) LES ROCHES "ULTRA BASIQUES" (amphibolites, pyroxéno-amphibolites-cortlandites)

a) Localisation - extension - rapports avec les roches basiques : Les formations regroupées dans cet ensemble, quoique présentant d'importantes variations pétrographiques, se distinguent très nettement des diorites et gabbros quartzifères qui les renferment.

Ces roches apparaissent très généralement en amas bien individualisés de taille relativement limitée (quelques mètres à quelques décamètres de diamètre) constamment localisés à l'intérieur des formations gabbro-dioritiques. Parmi les amas les plus importants, nous pouvons citer ceux des Etangs de la Camisette, de la vallée de l'Estagnet, du déversoir de l'Etang du Laurenti (carte hors texte).

Les contacts entre les formations ultra-basiques et les roches basiques qui les encaissent sont fréquemment très francs se traduisant par une variation brutale de la granulométrie et de la composition minéralogique. De plus à proximité du contact, les gabbros ou diorites quartzifères peuvent parfois renfermer de petites enclaves (décimétriques) de roches ultrabasiques. Dans d'autres cas, on observe un passage progressif (mais relativement rapide) entre les deux ensembles pétrographiques. Dans ce type de contact, il est parfois possible de définir de la bordure au coeur des amas ultrabasiques une succession de types pétrographiques de plus en plus basiques ce qui se traduit par l'accroissement de la taille et du pourcentage des minéraux ferro-magnésiens (petits amas en bordure de l'étang de l'Estagnet).

b) Caractères macroscopiques : Les différents types pétrographiques qui consti-

tuent cet ensemble présentent plusieurs caractères communs. En effet ce sont des roches largement cristallisées (leur granulométrie évolue de 0,3 à 1,5 cm) massives et très tenaces. Nous avons distingué trois ensembles distincts :

α) *Les amphibolites* (éch. L732, Pl. VI-4) : Ce sont des roches massives de teinte gris verdâtre, à grain plus ou moins grossier. Elles apparaissent essentiellement constituées de l'enchevêtrement de cristaux d'amphibole vert sombre entre lesquels se localisent quelques cristaux de plagioclase trapus. La biotite, très subordonnée par rapport à l'amphibole se développe soit en petits cristaux, soit en belles paillettes à éclat mordoré.

β) *Les pyroxéno-amphibolites* (éch. L922, Pl. VI-5) : Dans ces roches très denses de teinte gris verdâtre, il apparaît deux variétés d'amphiboles distinctes. La première, qui constitue l'essentiel de la roche, se développe en cristaux xénomorphes enchevêtrés de teinte vert sombre. La seconde, plus rare, apparaît sous forme de grands cristaux (atteignant 1 cm) brun mat semblant poecilites et fréquemment maclés. Le mica est peu visible et ne constitue que rarement des paillettes bien développées. Enfin le plagioclase semble peu abondant sous forme de quelques cristaux automorphes.

γ) *Les cortlandites* (éch. L933, Pl. VI-6) : Constituant le terme le plus basique de cet ensemble de roches, les cortlandites (péridotites à amphiboles) sont des roches très tenaces qui se reconnaissent très bien sur le terrain grâce à leur patine rouille fréquente et à leur large cristallinité. De teinte brun verdâtre sombre, elles apparaissent essentiellement formées de l'enchevêtrement de grands cristaux xénomorphes, à éclat brillant, d'amphibole. Le plagioclase semble totalement absent.

II - CARACTERES MICROSCOPIQUES

1) **LES DIORITES ET GABBROS QUARTZIFERES** : Afin d'éviter de très nombreuses redites, nous présenterons l'ensemble des caractères microscopiques de ces formations de façon globale en insistant toutefois sur les particularités des différents groupes.

a) La texture : Dans les masses basiques importantes, la texture dominante des roches est grenue, hypidiomorphe marquée par l'automorphisme général du plagioclase. De plus, les cristaux de plagioclase ayant fréquemment un allongement bien marqué, parfois en lattes, tendent à esquisser une texture doléritique plus ou moins nette (Pl. V-1-2). Ce caractère ne disparaît entièrement que dans les faciès à gros grain franchement grenus (Pl. V-3). Par contre, dans les faciès hypermélancrates à grain fin (en bordure des formations tonalitiques) la texture devient franchement doléritique, de plus nous notons alors une assez nette orientation systématique des lattes de plagioclase et à un moindre degré des minéraux ferro-magnésiens (plus particulièrement de la biotite) ce qui confère à la roche une notable fluidalité (Pl. V-4 et VII-2). Enfin, avec le développement des phénocristaux de plagioclase, soit isolés, soit associés en plages polycristallines, apparaissent des textures porphyriques (Pl. V-2). Dans les faciès hypermélancrates de bordure présentant cette texture porphyrique la fluidalité précédemment observée se déforme autour des phénocristaux de plagioclase (Pl. VII-2).

Dans les enclaves, nous retrouvons des textures tout à fait identiques à celles que nous avons définies pour les roches basiques en masses, cependant il est à noter que les textures doléritiques (à nette tendance fluidale dans les types à grain très fin) dominent très nettement (Pl. VI-2-3).

b) Les minéraux : Les diorites et gabbros quartzifères dans les masses importantes ou les enclaves sont essentiellement constituées de plagioclase, d'amphibole, de biotite, de quartz et, comme minéraux accessoires, de sphène, de minerais (magnétite et ilménite), d'apatite et de zircon. Le feldspath alcalin, sous forme de microcline est très peu représenté dans ces roches. Il n'apparaît en fait, que dans les faciès à gros grain à biotite dominante (où il se développe de façon sporadique en petits cristaux interstitiels) et, dans les enclaves essentiellement biotitiques (incluses dans les granites loin des masses basiques).

α) *Le plagioclase* : Ce minéral est, à quelques exceptions près (ainsi que nous l'avons noté précédemment), le seul feldspath présent dans les diorites et les gabbros quartzifères constituant les masses importantes ou les enclaves. Il se développe sous plusieurs habitus différents.

Il apparaît essentiellement en cristaux (dont la taille, équivalente à celle des autres minéraux, varie suivant la granulométrie de la roche) subautomorphes soit allongés (dans les faciès doléritiques) soit relativement trapus (dans les faciès grenus) (Pl. V, VI). D'autre part, dans les types porphyriques les phénocristaux de plagioclase apparaissent sous deux aspects très différents. Ils peuvent soit exister en sections isolées subautomorphes (Pl. VII-1), soit s'enchevêtrer (les contours des cristaux sont alors généralement xénomorphes) en plages polycristallines (appelées synneusis par J.A. VANCE, 1969) (Pl. VII-2).

La structure interne de ces variétés de cristaux est très complexe. En effet, au coeur de nombreuses sections, s'individualisent des cristaux de plagioclase fortement corrodés (conservant parfois des contours automorphes) dont la composition est nettement plus basique que celle des zones corticales (Pl. VII-1-3). Dans celles-ci se développe de façon constante un zoning important avec de fréquentes et notables récurrences de composition (Pl. VII-4). Les limites entre ces deux variétés de plagioclase sont soit très tranchées, soit progressives (quoique rapides). La disparition de limites nettes donne naissance à un type de zoning particulier en taches (ou "patchy-zoning"). Si, dans la majorité des cas, les coeurs basiques et leurs bordures acides présentent une même orientation optique, nous avons pu observer localement une nette discordance entre les systèmes de macles des deux individus (Pl. VII-3). De façon générale, les cristaux de plagioclase (coeurs basiques et zones corticales) sont maclés suivant la loi de l'albite, et parfois de Carlsbad. Par contre, les macles de la péricline sont très rares.

La composition des deux phases plagioclasiques varie sensiblement suivant le type pétrographique d'où elles proviennent. Ainsi dans les faciès mélano-crates à grain fin et à texture doléritique (éch. P617), les coeurs basiques ont une composition proche de la bytownite (An 75) tandis que celle des zones corticales évolue entre l'andésine et le labrador (An 32 à 58). Dans les faciès méso-crates à grain fin (éch. L862) les deux variétés de plagioclase sont plus albitiques, la composition des coeurs basiques est proche de An 60 et celle des zones externes varie de An 30 à An 52. Des variations tout à fait identiques s'observent dans les différentes classes granulométriques des roches basiques aussi bien en masses importantes ou en enclaves (tableau I).

Les coeurs basiques et les zones corticales acides se distinguent également par leurs inclusions. Les premiers en effet en sont pratiquement dépourvus et ne renferment que de très rares et fines paillettes de biotite. Les inclusions, nettement plus abondantes dans les secondes (et plus particulièrement dans les phénocristaux), sont représentées par de petites sections généralement subautomorphes

de biotite et de hornblende et, plus rarement, par des cristaux aciculaires d'apatite (Pl. VII-5) et (dans les faciès à gros grain à biotite dominante) de petites sections xénomorphes de microcline.

Enfin du point de vue d'altération (1), nous notons un comportement très différent des coeurs basiques et des zones corticales. En effet même dans les échantillons les plus sains, les premiers sont fréquemment affectés par une saussuritisation (caractérisée essentiellement par le développement de granules de clinozoïsite et de fines paillettes micacées) plus ou moins importante tandis que les secondes demeurent généralement très fraîches.

β) *L'amphibole* : Minéral ferro-magnésien généralement dominant dans les diorites et gabbros quartzifères, la hornblende parfois associée à un peu d'actinote apparaît sous plusieurs habitus différents.

La hornblende se développe essentiellement en cristaux isolés, parfois subautomorphes, de taille variable (Pl. VII-6). Elle peut, d'autre part, sous forme d'un enchevêtrement de petites sections xénomorphes, constituer des nodules monominéraux (renfermant cependant un peu de biotite) (Pl. VIII-1). Ces nodules, fréquents dans les faciès à grain fin et moyen, se raréfient dans les types à gros grain. Ils tendent également à disparaître dans les différents faciès constituant les enclaves parallèlement à l'accroissement de la granulométrie. Par contre, ils peuvent subsister dans les faciès à grain fin essentiellement biotitiques (constituant les enclaves localisées loin des masses basiques dans une matrice franchement granitique) (éch. S5202). Enfin, ainsi que nous l'avons noté dans le paragraphe précédent, elle existe sous forme de petits cristaux automorphes en inclusion dans les zones corticales du plagioclase. Il est à noter que, dans un même échantillon ces trois variétés de hornblende présentent les mêmes propriétés optiques.

La teinte des cristaux de hornblende n'est pas uniforme mais présente deux types de variations distinctes. En effet elle change à la fois d'un faciès à l'autre, et, dans un même type pétrographique, de la bordure au coeur des cristaux. Dans le premier cas cette variation, essentiellement marquée dans les échantillons provenant des masses basiques, se traduit par un assombrissement de la teinte de l'amphibole depuis les faciès mélanocrates, quelle que soit la granulométrie (jaune verdâtre suivant Ng et vert pâle suivant Np) jusqu'aux faciès mésoocrates (brun verdâtre suivant Ng à vert moyen suivant Np). Ce changement de couleur s'accompagne d'une sensible évolution des propriétés optiques du minéral et notamment de l'angle de ses axes optiques (2VNp décroît de 82° à 65°). D'autre part, à l'intérieur d'un même cristal de hornblende, la teinte peut, de la bordure vers le coeur, soit s'assombrir (devenant brunâtre), soit au contraire s'éclaircir (devenant alors sensiblement incolore). Dans ce dernier cas, le coeur des cristaux renferme très généralement d'abondantes petites granules de quartz (Pl. VIII-2)

La hornblende (essentiellement sous son habitus en cristaux isolés) renferme de nombreuses inclusions de biotite en cristaux xénomorphes bien individualisés (dont les axes optiques sont très différents de ceux de l'amphibole). Dans certains cas, les inclusions de biotite apparaissent sous forme de fragments déchiquetés ayant (dans un même cristal de hornblende) une même orientation optique (Pl. VII-6). Nous notons d'autre part la présence de quelques inclusions de sphène en granules xénomorphes, d'apatite en cristaux allongés et de minéral (magnétite

(1) Il ne s'agit pas ici d'une altération superficielle, les roches, du moins les échantillons sélectionnés, étant très saines.

et ilménite). Enfin, quoique très peu abondantes et apparaissant uniquement dans certains faciès, il est important de souligner la présence de deux types d'inclusions différentes. En premier lieu, dans les faciès doléritiques à grain fin (éch. P617) les phénocristaux de hornblende apparaissent très poecilites et renferment, en plus de la biotite, de nombreuses inclusions de plagioclase en petites lattes (ces cristaux présentent les mêmes caractères que ceux du fond de la roche (Pl. VIII-3). D'autre part, uniquement dans les faciès mélanocrates à grain fin ou moyen (principalement dans les masses importantes) nous avons pu observer, au coeur des cristaux de hornblende, la présence de fragments, de pyroxène très corrodé (à aspect dentelliforme). (Pl. VIII-4). Etant donné la rareté et le mauvais état de conservation de cette phase minérale, il est quasi impossible de déterminer sa nature avec précision, cependant l'angle d'extinction des fragments de cristaux étant généralement élevé (et sa biréfringence étant moyenne) il semble que l'on ait à faire à de l'augite. Les contacts entre la hornblende et les autres phases minérales sont généralement tranchés sans phénomène réactionnel. Cependant, localement la hornblende semble nettement corrodée par la biotite qui présente alors un aspect micrographique très particulier (que nous décrirons dans le paragraphe suivant). Il est à noter que ces phénomènes réactionnels s'observent préférentiellement dans les faciès à gros grain ou dans les enclaves (à grain moyen ou fin) localisées loin des masses basiques (dans une matrice granitique).

L'actinote est très peu représentée dans l'ensemble des diorites et gabbros quartzifères (en masses importantes ou en enclaves). Elle n'apparaît, de façon très sporadique et discrète, que sous forme de fins cristaux aciculaires frangeant la hornblende. Elle est cependant mieux développée dans les enclaves localisées loin des masses basiques (éch. S5202) où elle peut demeurer la seule amphibole présente.

γ) *La biotite* : La biotite est constamment présente dans les divers faciès pétrographiques de diorites et gabbros quartzifères, cependant son importance varie fortement d'un type à l'autre. En effet, nettement subordonnée par rapport à l'amphibole dans les faciès mélanocrates à hypermélanocrates (en masses ou en enclaves), elle peut devenir prépondérante (dans les faciès mésocrates) et finalement sensiblement le seul minéral ferromagnésien des roches (dans les enclaves biotitiques : S5202).

Quel que soit le type pétrographique, la biotite apparaît essentiellement sous forme de paillettes xénomorphes (notamment déchiquetées) de taille variable, fortement teintées et pléochroïques (brun roux à rougeâtre suivant Ng et jaune brun très pâle suivant Np) (Pl. VII-5 et VIII-1-2). Elle existe d'autre part, ainsi que nous l'avons observé dans les deux paragraphes précédents, sous forme d'inclusions dans la hornblende et les deux types de plagioclase. Il est important de noter que si les inclusions de biotite dans la hornblende présentent les mêmes caractères (morphologie et teinte) que les cristaux du fond de la roche, il n'en va pas de même pour ceux qui sont renfermés par les plagioclases. En effet, dans ces derniers, les paillettes de biotite (de petite taille) sont fréquemment automorphes (ou sub-automorphes) et présentent une teinte plus soutenue (brun rougeâtre à brun mat sombre).

Les paillettes de biotite (mises à part celles qui sont en inclusion dans les plagioclases (1) renferment d'assez abondantes inclusions représentées essentiellement par du sphène (généralement en granules fortement colorés brunâtres)

(1) Ces cristaux de biotite ne renferment aucune inclusion.

fréquemment localisé en bordure des cristaux, et plus rarement de l'apatite (en baguettes peu allongées) et du zircon. Dans les faciès doléritiques (éch. P617) les grandes paillettes de biotite sont poecilites englobant, comme la hornblende des lattes de plagioclase. Enfin, nous avons observé de rares inclusions de hornblende (en petits cristaux xénomorphes, bien individualisés, ayant des limites franches avec la biotite).

Quoique présentant généralement avec la hornblende des contacts nets et sans phénomène réactionnel notable, la biotite acquiert parfois cependant une texture particulière. Les cristaux de mica renferment alors de très abondantes vermicules de quartz ayant une même orientation optique (Pl. VIII-5). Cette association biotite-quartz présente tous les caractères d'une texture micrographique (ou myrmékitique). Il est à noter que, au contact de telles biotites la hornblende est généralement notablement corrodée (et parfois ne subsiste que sous forme de fragments xénomorphes, dispersés). Ces textures particulières, présentes dans tous les faciès pétrographiques, sont surtout abondantes dans les types à gros grain et dans les enclaves essentiellement biotitiques.

La biotite s'altère essentiellement sous forme de chlorite (prochlorite) à laquelle s'associe fréquemment de la pistachite parfois bien développée en plages xénomorphes.

δ) *Le quartz* : Quoique constamment présent dans tous les types de roches basiques, le quartz demeure constamment nettement subordonné par rapport aux autres phases minérales. Il apparaît dans les roches sous deux aspects différents. Il se développe essentiellement en plages mono ou polycristallines très xénomorphes moulant les autres minéraux (Pl. VIII-6). D'autre part, dans de très rares échantillons, il existe sous forme de plages corrodées monocristallines, plus importantes que les cristaux xénomorphes (leur diamètre peut atteindre 4 à 5 mm), généralement frangées de petits cristaux de hornblende (Pl. IX-1). Il est enfin présent sous forme de vermicules (en association micrographique avec la biotite) et en granules arrondis (au coeur des cristaux de hornblende).

Le quartz, en plages xénomorphes, renferme sous forme d'inclusions de taille variée toutes les autres phases minérales parmi lesquelles nous notons plus particulièrement l'apatite qui est très abondante en cristaux aciculaires (Pl. VIII-6). Les cristaux arrondis de quartz sont par contre sensiblement dépourvus d'inclusions (qui se localisent préférentiellement ; lorsqu'elles sont présentes, en bordure des cristaux).

Les cristaux de quartz montrent tous des signes de cataclase plus ou moins importante qui n'affecte généralement pas les autres minéraux. Ce phénomène se traduisant généralement par la fracturation (et parfois l'extinction onduleuse des cristaux) peut conduire à une véritable granulation.

ε) *Le feldspath alcalin* : Totalement absent dans la plupart des faciès de roches basiques le feldspath alcalin, sous forme de microcline bien quadrillé, apparaît de manière très discrète dans les faciès à gros grain et à biotite dominante (éch. S6217) et dans les enclaves essentiellement biotitiques (éch. S5202).

Dans les deux cas, il se développe en cristaux très xénomorphes, interstitiels, moulant les autres minéraux (quartz mis à part) et pouvant les renfermer en inclusion lorsqu'il apparaît en plages plus importantes. Il est également présent, quoique de manière très discrète, sous forme de petites inclusions très xénomorphes dans les zones corticales du plagioclase (dans les faciès à gros grain).

Le microcline est peu perthitique (perthites en fines flammèches) et généralement très sain. Au contact avec les cristaux de plagioclase qu'il corrode légèrement, se développe une mince frange réactionnelle myrmékitique.

η) Les minéraux accessoires : Relativement abondants dans l'ensemble des roches basiques (où ils représentent en moyenne 2 à 4% des phases minérales), les minéraux accessoires apparaissent en cristaux, plus ou moins bien développés en inclusion dans les autres minéraux.

L'apatite est présente dans toutes les phases minérales sous forme de petits prismes automorphes. Nous notons cependant qu'elle est plus abondante (avec un allongement important) dans les minéraux quartzo-feldspathiques (et plus particulièrement le quartz) que dans les minéraux ferro-magnésiens.

Le zircon est nettement moins abondant que l'apatite et apparaît en prisme automorphe essentiellement dans les minéraux ferro-magnésiens (principalement la biotite) et très rarement dans la zone corticale des plagioclases.

Le sphène, en fins granules généralement fortement colorés ou en petits cristaux subautomorphes, se localise dans les minéraux ferro-magnésiens (et plus particulièrement en bordure des cristaux de biotite). Il apparaît également en grands cristaux isolés subautomorphes dispersés dans le fond de la roche. Il est à noter que cette dernière variété n'est présente que dans les faciès mésocrates (à biotite dominante) à grain moyen et gros (éch. S6187 et S6217) et dans les enclaves essentiellement biotitiques.

Les minerais, constamment présents dans les différents types de roches basiques, sont cependant plus abondants dans les faciès mésocrates (à grain fin ou moyen) que dans les faciès mélanocrates (doléritiques ou grenus).

Nous avons pu distinguer de la magnétite en glomérules arrondis (rarement automorphes) et de l'ilménite en petits cristaux xénomorphes (parfois allongés) très fréquemment frangés d'une mince couronne de leucoxène très finement cristallisé.

Très peu abondante, l'allanite est représentée par de rares cristaux bien développés à contours sub-automorphes, fortement teintés (brun rougeâtre à brun jaune) et notablement zonés. Ils sont fréquemment frangés d'une couronne de clinozoïsite xénomorphe à laquelle elle passe parfois par décoloration progressive (Pl. IX-2).

La clinozoïsite et la pistachite apparaissent en plages xénomorphes plus ou moins bien développées ; elles sont tardives et liées de façon quasi systématique à l'altération des autres phases minérales (plagioclase et biotite).

c) L'ordre de cristallisation : Au cours de la description pétrographique précédente, nous avons mis en évidence la grande complexité des différentes phases minérales qui composent les différents faciès de roches basiques et de leurs relations mutuelles. Avant de pouvoir tenter une reconstitution de l'ordre de cristallisation des minéraux, il importe de rechercher une solution à différents problèmes apparus au cours de leur étude.

Il importe en premier lieu de déterminer si l'amphibole (hornblende) est entièrement primaire ou si elle s'est développée, du moins pro parte (à un stage plus ou moins tardif de la cristallisation des roches), aux dépens d'une phase pyroxénique primitive. Plusieurs critères tendraient à prouver la réalité d'un pyroxène initial. En premier lieu, nous avons observé la présence, quoique très rare, de fragments très corrodés de pyroxène (augite ?) au coeur de quelques

cristaux de hornblende. D'autre part la hornblende présente localement des textures particulières (coeurs décolorés, nodules amphiboliques) pouvant être interprétés comme résultant d'un remplacement d'un pyroxène. Ainsi, dans son étude sur le granite des Crêtes, C. Gagny (1958) a montré que les petits nodules amphiboliques de ce granite représenteraient le produit de recristallisation d'anciens pyroxènes qu'il retrouve localement. De son côté, W.M. Taubeneck (1964) a observé, dans les tonalites de l'Orégon, le remplacement progressif d'augite par de la hornblende. Dans les stades les plus évolués, le pyroxène disparaît totalement et l'amphibole présente alors un coeur décoloré riche en glomérules de quartz. Ces diverses observations nous conduisent donc à admettre l'existence, dans les diorites et gabbros quartzifères étudiés d'un pyroxène primaire recristallisé sous forme d'amphibole (ceci n'exclut pas la présence de hornblende primaire). D'autre part, ce remplacement du pyroxène par la hornblende n'est pas postérieur à la cristallisation des roches (phénomène d'ouralitisation) mais contemporain d'une de ces différentes étapes. En effet, apparaissant en inclusion dans les zones corticales du plagioclase, la hornblende doit être sensiblement synchrone de cette phase minérale.

La présence, dans les cristaux de plagioclase, de deux phases bien individualisées (coeurs basiques corrodés et parfois saussuritisés, zones corticales plus acides, fortement zonées et non altérées) traduit très vraisemblablement l'existence, pour ce minéral de deux étapes distinctes de cristallisation. Nous rechercherons l'origine de ce phénomène particulier dans le chapitre consacré à l'étude minéralogique. Cependant, il est vraisemblable d'admettre que la première génération (coeurs basiques) doit être très précoce (antérieure à l'apparition de la hornblende) tandis que la seconde (qui durant sa cristallisation a dû corroder la phase basique) serait plus tardive (sensiblement contemporaine de l'amphibole).

Le dernier problème important est celui présenté par les relations entre la biotite et la hornblende (avec notamment la chronologie relative entre ces deux minéraux). Les observations sur ces relations décrites précédemment apparaissent en effet contradictoires. Ainsi la biotite apparaît en inclusion non seulement dans les zones corticales du plagioclase (comme la hornblende) mais également (quoique très rarement) dans les coeurs basiques. De plus, la hornblende renferme très fréquemment des cristaux de biotite (apparaissant parfois sous forme de fragments éclatés ayant une même orientation optique) alors que l'inverse est très rare. Ces critères tendraient à montrer que le mica aurait commencé à cristalliser avant l'amphibole (la cristallisation des deux minéraux se serait ensuite poursuivie de façon sensiblement synchrone). Par contre, nous avons observé localement des textures particulières tendant à prouver l'existence d'un phénomène de remplacement de la hornblende par la biotite (qui acquiert alors un aspect micrographique en association avec ces vermicules de quartz). Ceci permettrait d'expliquer la raréfaction de la hornblende dans les faciès à gros grain (dans les masses importantes) et sa disparition progressive dans les enclaves biotitiques (localisées dans une matrice granitique loin des masses basiques).

Afin de résoudre ce dilemme, nous serions tentés d'envisager, dans les roches basiques, l'existence d'une double génération de biotite, l'une précoce (synchrone de la hornblende), l'autre tardive (remplaçant la hornblende). Cependant, mis à part les faciès particuliers à texture micrographique (très peu abondants) nous n'avons jamais observé, dans un même échantillon, deux variétés distinctes de biotite. De plus les particularités chimiques des deux phases minérales (présentées dans le chapitre consacré à l'étude minéralogique) sont incompatibles avec une hypothèse de développement tardif de la biotite aux dépens, du moins partiellement, de l'amphibole (la biotite étant, en particulier, sensiblement plus ferrique que l'amphibole associée).

Ceci nous conduit à admettre que l'importance du mica dans les divers faciès étudiés est essentiellement contrôlée par les compositions chimiques initiales des roches et non par un remplacement plus ou moins important de hornblende primitive. Ces diverses observations permettent de conclure en faveur de la cristallisation précoce de la biotite, de façon sensiblement synchrone par rapport à l'amphibole.

Avant de clore cette revue générale, nous notons, comme autre particularité des roches basiques étudiées, la présence, quoique très rare, de cristaux de quartz arrondis frangés de petites sections d'amphibole. L'origine de ces associations particulières est très difficile à déterminer, cependant une hypothèse peut être recherchée sur la base d'observations présentées par V. Hanus et M. Palivcova (1969). En effet, ces auteurs ont décrit dans des gabbros quartzifères, dont les caractéristiques texturales et minéralogiques sont proches de celles des roches basiques que nous étudions, des "ocelles" de quartz frangés de cristaux de pyroxène ou d'amphibole. Ces ocelles proviendraient d'une pseudomorphose (sous l'effet d'un phénomène hydrothermal tardif) de cristaux d'olivine par du quartz. Dans notre cas, une telle origine ne peut être retenue sans de grandes réserves car nous n'avons jamais observé d'olivine (même sous forme de reliques blindées dans les autres minéraux) dans les différents faciès de diorites et gabbros quartzifères (en masses importantes ou enclaves) un ordre de cristallisation approximatif. D'autre part, étant donné les relations mutuelles qu'elles présentent entre elles, il nous paraît vraisemblable d'admettre que la majorité des phases minérales ont cristallisé dans des conditions magmatiques (les transformations secondaires, notamment du type hydrothermal semblant réduites).

Il est possible de distinguer dans l'ordre de cristallisation trois étapes successives :

Durant le premier stade vraisemblablement précoce se seraient développés simultanément du pyroxène (augite ?) et du plagioclase basique (proche de la bytownite). Il est de plus possible qu'un peu de biotite et des minéraux accessoires (minerais, zircon) aient commencé à cristalliser.

La seconde étape, au cours de laquelle les roches ont dû acquérir l'aspect qu'elles présentent actuellement, se caractériserait par la cristallisation simultanée de hornblende (se développant au moins partiellement aux dépens du pyroxène primaire qui n'est plus stable dans les conditions physico-chimiques régnant alors), de biotite et de plagioclase acide (andésine). La seconde génération de plagioclase a dû alors corroder la génération précédente (qui n'était vraisemblablement plus stable et se serait localement altérée).

La dernière étape est essentiellement marquée par la cristallisation du quartz. D'autre part, il est vraisemblable d'admettre que le microcline présent dans les faciès mésocrates à gros grain et dans les enclaves essentiellement biotitiques a dû accompagner (ou légèrement précéder) le quartz. Enfin c'est peut-être également à cette dernière phase qu'il convient de rattacher la corrosion limitée de la hornblende par la biotite et le faible développement d'actinote (également aux dépens de la hornblende).

Postérieurement à leur cristallisation dans des conditions magmatiques, les roches semblent n'avoir subi que des transformations limitées et se traduisant par une altération des phases minérales préexistantes (saussuritisation du plagioclase et plus précisément de ses zones corticales, et chloritisation de la biotite).

d) Compositions modales et variations de faciès ou de gisement : Quoique présentant des associations paragénétiques et un ordre de cristallisation sensiblement identiques des différents faciès de diorites et gabbros quartzifères constituant les masses importantes et les enclaves se distinguent fortement sous l'action de fortes variations des proportions de leurs phases minérales dont la composition (ainsi que nous le verrons dans le chapitre consacré à la minéralogie) change fortement.

Afin d'illustrer les caractéristiques pétrographiques des différents faciès, nous présentons (tableau I) les compositions modales des échantillons types. Le report des compositions modales dans le diagramme de classification minéralogique de A. STRECKEISEN (1968) met en évidence une répartition des échantillons le long de la ligne Q.P., entre un pôle dioritique (ou gabbroïque) et un pôle tonalitique par l'intermédiaire de quartz-diorites (ou quartz-gabbros) (fig. 6). Comme il est impossible d'évaluer la composition moyenne des phases plagioclasiques des différents échantillons (étant donné leur grande complexité) nous ne pouvons trancher en toute certitude entre les termes diorite et gabbro (ou quartz-diorite et quartz-gabbro). La répartition des échantillons dans le diagramme n'est pas quelconque mais est liée à plusieurs types de variations différentes. En premier lieu, dans chaque classe granulométrique, l'éclaircissement de la teinte des échantillons se traduit par un léger accroissement de la proportion de quartz par rapport au plagioclase (couples d'échantillons P617-L862, P618-S6187 et L636-S6217). D'autre part, le quartz augmente de façon plus importante en fonction de l'accroissement de la granulométrie (échantillons L7028 - L7020 - L7026). Enfin, dans les enclaves, le quartz tendrait également à augmenter à mesure que l'on s'éloigne des masses basiques (échantillons L7028 - S5202).

Le diagramme de STRECKEISEN ne permet cependant pas de rendre compte des diverses particularités pétrographiques des roches basiques étudiées car il ne tient aucun compte des minéraux ferromagnésiens dont l'importance est ici déterminante. Pour cette raison, nous avons choisi d'illustrer les caractéristiques de nos échantillons à l'aide de deux diagrammes : Quartz-Hornblende + Biotite - Plagioclase et Plagioclase-Hornblende-Biotite (Fig. 7). La répartition des échantillons dans ces deux diagrammes met clairement en lumière les principales variations distinguant les différents faciès de diorites et gabbros quartzifères.

Le triangle Hornblende-Biotite-Plagioclase (fig. 7B) montre une tendance générale commune aux roches basiques en massifs ou en enclaves : augmentation rapide du rapport biotite/hornblende lorsque la teneur en plagioclase s'élève entraînant une diminution de l'indice de coloration. Parallèlement, le plagioclase devient plus sodique dans son ensemble (à la fois coeurs basiques et zones corticales). Les termes les plus biotitiques (L7026, S6217, S5202) qui appartiennent aux faciès à grain moyen ou à gros grain, sont également marqués par un net développement du quartz et tendent par conséquent vers les diorites quartziques ou tonalites à biotite et hornblende. On remarquera encore que les roches basiques en enclaves, figurées par des triangles ont toutes un rapport biotite/biotite + hornblende relativement élevé, supérieur à 25%.

Le triangle Hornblende + Biotite - Plagioclase - Quartz + Feldspath potassique (fig. 7A) fait apparaître deux tendances divergentes, l'une relative aux faciès à gros grain, l'autre aux faciès à grain fin. Dans les faciès à gros grain, la diminution de l'indice de coloration est accompagnée d'un développement rapide du quartz. Dans les faciès à grain fin, le quartz est beaucoup moins développé (inférieur à 6% sauf pour L862, cf. fig. 6) malgré de très larges variations de l'indice de coloration.

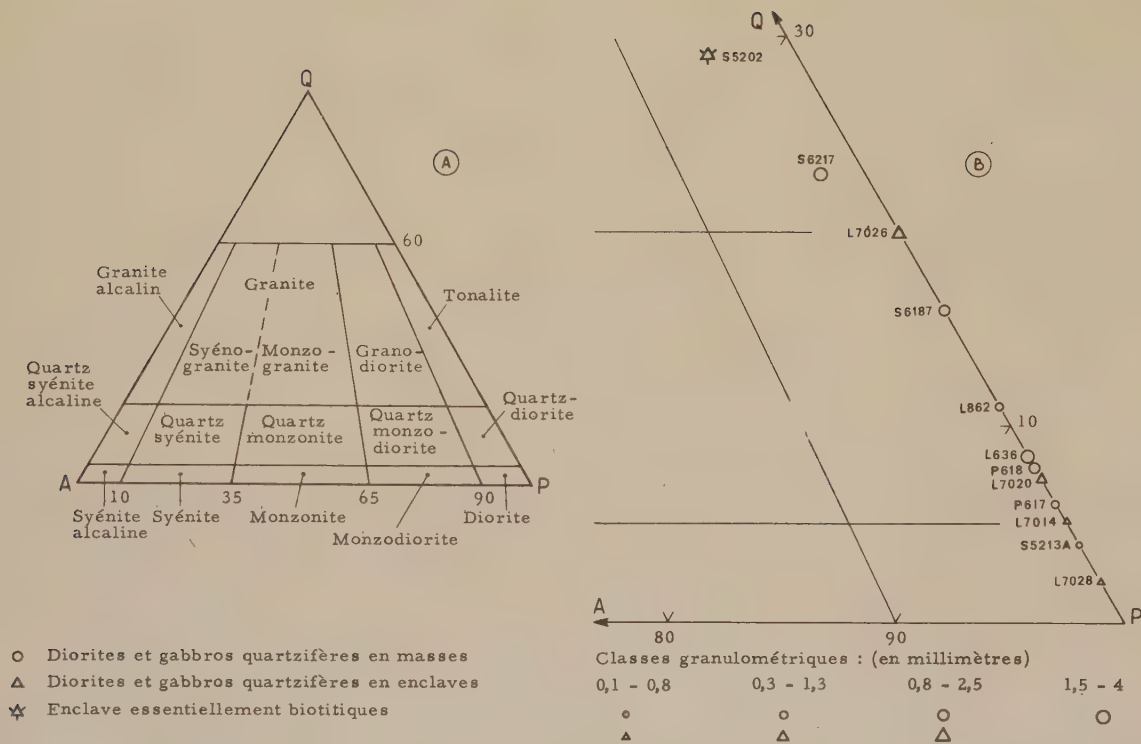


Fig. 6 - A : Diagramme de classification minéralogique de A. Streckeisen (1968)
 B : Diagramme partiel - Répartition des échantillons témoins des diorites et gabbros quartzifères (en masses importantes et en enclaves) du Massif de Quérigut.

A										
granulométrie (en mm)	0,3 - 1,2		0,8 - 2,5		1,5 - 4		0,1-0,5		0,2 - 0,8	
Quartz Plagioclase Feldspath alcalin Biotite Hornblende Accessoires	3 47	7 58	4 44	9 48	4 43	15 49	2 42	1 41	3 61	4 49
	P617 L862	P618 S6187	L636 S6217	S5213A	L7028 L7014	L7020	L7026	S5202		
Indice de coloration	50	35	52	43	53	34,5	56	58	36	47
% An	75	63	78	70	76	68	72	80	69	74
coeurs	33-58	30-48	32-62	30-52	30-60	28-51	30-55	30-59	28-57	31-55
Zones corticales										

B									
	0,4-1,3		0,8-2		0,3-25				

Tableau I : Compositions modales des échantillons témoins des différents faciès de diorites et gabbros quartzifères du Massif de Quérigut.

A : Les faciès constituant les masses importantes

B : les faciès constituant les enclaves de faibles dimensions (la composition de leur matrice acide varie depuis celle de tonalite jusqu'à celle des granites normaux).

- Dans l'ensemble A les échantillons, à l'intérieur de chaque groupe granulométrique, sont classés suivant leur teinte : faciès mélancrates (P617 - P618 et L636) - faciès mésocrates (L862-S6187-S6217). L'échantillon S5213A représente les faciès de bordure hypermélancrates à grain très fin (au contact des réseaux tonalitiques).

- Dans l'ensemble B, les quatre premiers échantillons représentent des enclaves prélevées à proximité de masses basiques importantes (leur matrice a une composition tonalitique). L7028 est un faciès hypermélancrate aphyrique, à grain très fin. L7014 est également un faciès à grain très fin mais porphyrique. L7020 représente un faciès mélancrate à grain fin. L7026 provient d'une enclave mésocrate à grain moyen. Enfin l'échantillon S5202 représente une petite enclave isolée essentiellement biotitique dans une matrice granitique.

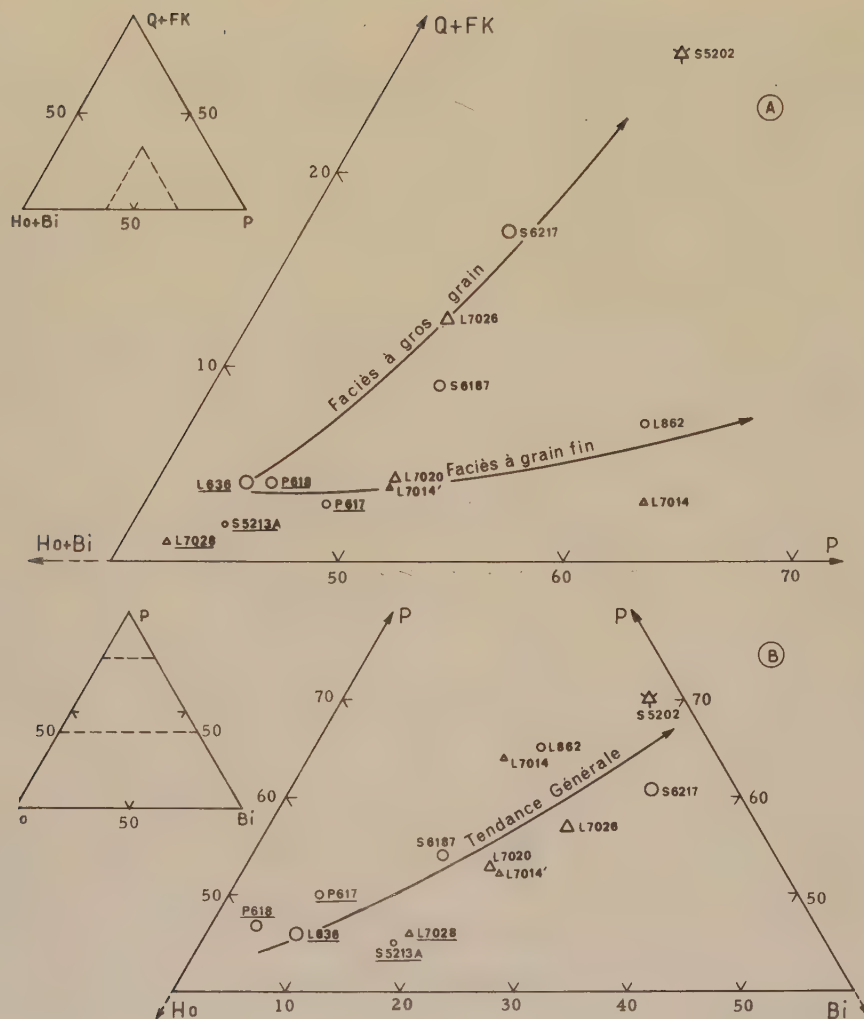


Fig. 7 - Etude de la répartition des échantillons témoins représentatifs des diorites et gabbros quartzifères (en masses importantes et en enclaves) du Massif de Quérigut dans deux diagrammes minéralogiques.

A : Quartz + Feldspath potassique - Plagioclase - Biotite + Hornblende

B : Plagioclase - Biotite - Hornblende

(Même légende que fig. 6)

En résumé, pour l'ensemble des faciès en massifs ou en enclaves, la diminution de l'indice de coloration est systématiquement accompagnée d'un accroissement du rapport biotite/biotite + hornblende mais le développement simultané du quartz, rapide dans les faciès à gros grain, reste peu sensible dans les faciès à grain fin. Ceci suggère deux tendances distinctes de variation à l'intérieur des formations de gabbros et diorites quartzifères, question qui sera reprise en détail à propos des données géochimiques.

2) LES ROCHES ULTRA-BASIQUES

a) La texture : L'ensemble des roches qui constituent ce groupe (amphibolites, pyroxéno-amphibolites, cortlandites) présentent généralement une texture grenue largement cristallisée (Pl. VI, 4-5-6). Cependant, essentiellement dans les amphibolites, le plagioclase peut parfois se développer en cristaux allongés sub-automorphes (parfois en lattes) donnant naissance à des textures doléritiques (ou localement poeciloophitiques caractérisées par la présence de phénocristaux xénomorphes de hornblende renfermant d'abondantes lattes de plagioclase) (Pl. IX-6). Enfin, dans les cortlandites la texture devient grenue poecilitique, marquée par l'enchevêtrement de grands cristaux d'amphibole (et plus rarement de mica) englobant d'abondantes petites sections d'olivine et de pyroxène (Pl. VI-6).

b) Les minéraux : Les principaux faciès pétrographiques qui constituent l'ensemble des roches ultrabasiques se caractérisent par la grande variabilité de leurs compositions minéralogiques. Les amphibolites sont constituées essentiellement de l'association d'amphibole (hornblende dominante et actinote accessoire) de plagioclase, de biotite et de quartz. Dans les pyroxéno-amphibolites, l'amphibole dominante (associée à un peu d'actinote) se rapproche de la famille de la cummingtonite. Ces roches sont de plus constituées par du plagioclase, de la biotite et des pyroxènes (ortho et clinopyroxènes). Les cortlandites sont constituées uniquement de minéraux ferromagnésiens : amphiboles (cummingtonite et trémolite-actinote), olivine, phlogopite, pyroxène (ortho et clinopyroxènes).

α) Les amphiboles : Dans l'ensemble des roches ultrabasiques, nous notons l'existence de plusieurs types d'amphiboles distincts.

Dans les amphibolites, l'amphibole dominante est une hornblende apparaissant en cristaux bien développés, très xénomorphes (les plus grandes sections étant fréquemment poecilitiques, renfermant de nombreuses lattes de plagioclase) et, plus rarement, en amas constitués par l'intrication de plusieurs petits cristaux. Elle est enfin présente, quoique très rarement, sous forme de petites sections sub-automorphes dans les zones corticales du plagioclase. La teinte de cette hornblende (vert jaune pâle peu pléochroïque) varie fréquemment au coeur des cristaux. Elle peut d'une part devenir brun vert pâle, cette variation s'accompagne généralement d'une sensible variation progressive des propriétés optiques du minéral. En effet de la bordure au coeur des cristaux, l'angle des axes optiques ($2V_{Np}$) croît de 82° à 95° tandis que leur allongement ($Ng/\Delta C$) diminue de 23° à 15° . D'autre part, le coeur des cristaux peut se décolorer et renfermer alors d'abondants petits granules arrondis de quartz. En plus du plagioclase (présent dans les phénocristaux) la hornblende renferme fréquemment (essentiellement dans son faciès en cristaux isolés) des inclusions de biotite en paillettes xénomorphes (les contacts entre les deux minéraux étant très tranchés) et, plus rarement du pyroxène très corrodé (uniquement du clinopyroxène). Enfin, à leur bordure les cristaux de hornblende passent fréquemment, de façon progressive à une amphibole subincolore (à vert très pâle) présentant un habitus aciculaire. Cette amphibole qui peut également (quoique très rarement) apparaître en cristaux isolés, est proche de la famille des trémolites-actinotes ($2V_{Np} = 82$ à 84° et $Ng/\Delta C = 14$ à 18°).

Dans les pyroxéno-amphibolites et les cortlandites, l'amphibole principale, qui se développe exclusivement en phénocristaux très xénomorphes, quoique présentant des caractères assez voisins de ceux de la hornblende précédente, s'en distingue du point de vue de ses caractères optiques (Pl. VI-6). Sa teinte généralement subincolore tend fréquemment, au coeur des cristaux, à devenir brun pâle par transition graduelle ou parfois brutale. Les propriétés optiques sont, comme dans le cas de la hornblende, variables de la bordure au coeur des cristaux. En effet, l'angle de ses axes optiques (2VNp) croît de 92 à 102° et son allongement (Ng/AC) décroît de 20 à 16°. Ces caractères tendent à rapprocher cette amphibole de la famille de la cummingtonite. Cette amphibole renferme d'abondantes inclusions (ce qui lui donne fréquemment un aspect poecilitique) sous forme de lattes de plagioclase (uniquement dans les pyroxéno-amphibolites), de mica (biotite faiblement teintée ou phlogopite), de pyroxène (ortho et clino-pyroxène), d'olivine (exclusivement dans les cortlandites) et, plus rarement de minerais (principalement de la magnétite) et de spinelle (picotite) (Pl. VI-6 et IX, 3-4). Enfin, comme dans le cas des hornblendes, les cristaux sont fréquemment frangés par une amphibole nettement aciculaire (constituant parfois des cristaux isolés) de la famille des trémolites-actinotes (2VNp = 82 à 84° et Ng/AC = 17 à 21°).

β) *Le mica* : Le mica des roches ultrabasiques, nettement subsidiaire par rapport aux amphiboles, n'est également pas homogène dans l'ensemble des roches.

Dans les amphibolites, le mica est représenté par des paillettes xénomorphes, de taille variable (les grands cristaux étant notablement poecilitiques renfermant essentiellement des lattes de plagioclase) de biotite teintées en brun rouge moyen (fortement pléochroïques ; subincolores suivant N_p). Cette biotite apparaît également ainsi que nous l'avons noté précédemment, en inclusion dans la hornblende (1). Elle est enfin présente, quoique très rarement, dans les zones corticales du plagioclase, sous forme de petits cristaux sub-automorphes dont la teinte est légèrement plus soutenue que celle des autres sections. La biotite (mis à part les cristaux dans le plagioclase) renferme assez peu d'inclusions essentiellement représentées par du sphène en granules xénomorphes localisés principalement en bordure des cristaux (le zircon et l'apatite sont rares).

Dans les pyroxéno-amphibolites et les cortlandites, le mica dont la teinte s'éclaircit rapidement (brun jaune très pâle) tend ainsi à se rapprocher du pôle de la phlogopite (Pl. IX-5). Il se développe en paillettes xénomorphes isolées ou incluses dans l'amphibole (les contacts entre les deux minéraux étant très tranchés) et, très rarement dans les zones corticales du plagioclase (les cristaux sont alors de très petite taille et sub-automorphes). Cette variété de mica est pauvre en inclusions (lattes de plagioclase et cristaux d'olivine) dans les phénocristaux respectivement des pyroxéno-amphibolites et des cortlandites. Nous notons particulièrement l'absence quasi-totale de sphène. Le mica s'altère localement en chlorite vert très pâle à incolore proche de la famille du clinocllore (cette altération ne s'accompagne pas, comme dans le cas des biotites des roches basiques, d'un développement de pistachite).

γ) *Le plagioclase* : L'importance du plagioclase décroît rapidement des amphibolites aux pyroxéno-amphibolites (il est totalement absent dans les cortlan-

(1) Les contacts entre les deux minéraux sont tranchés et nous n'avons pas observé, comme dans les roches basiques, de phénomène de corrosion (la biotite présentant alors un aspect micrographique en association avec du quartz).

dites). Comme dans le cas des diorites et gabbros quartzifères, ce minéral apparaît dans les roches ultrabasiques sous plusieurs habitus différents.

Il apparaît principalement en petits cristaux sub-automorphes de forme généralement allongée, parfois en lattes (donnant alors aux roches une nette texture doléritique (Pl. IX-6). Il est d'autre part présent sous forme de phénocristaux soit isolés et sub-automorphes (Pl. IX-6), soit enchevêtrés en nodules polycristallins présentant l'aspect de synneusis.

La structure interne des cristaux de plagioclase (quelle que soit leur forme cristalline) est également très complexe se caractérisant par l'existence de coeurs basiques très corrodés (conservant parfois un contour sub-automorphe) dont la composition varie de An 85 à An 70, et de zones corticales fortement zonées avec des récurrences de composition (An 38 à 55) (Pl. IX-6).

Les coeurs basiques, parfois notablement saussuritisés alors que le reste des cristaux est très sain, sont pratiquement dépourvus d'inclusion (nous avons pu cependant observer de très rares et très fines paillettes de mica). Les zones corticales sont plus riches en inclusions représentées par de petits cristaux sub-automorphes d'amphibole, de mica et très rarement d'apatite.

δ) *Les pyroxènes* : Les roches ultrabasiques renferment deux variétés différentes de pyroxène sous forme de cristaux, généralement de petite taille, mal conservés, très généralement en inclusion dans l'amphibole. Les relations de ces deux phases pyroxéniques avec l'amphibole sont sensiblement distinctes.

La première variété est représentée par des cristaux très xénomorphes, fortement corrodés, incolores qui passent de manière transitionnelle, quoique très rapide, à l'amphibole. Les caractères optiques ($2V_{Ng} = 55$ à 62° et $Ng\Delta C = 35$ à 38°) la situent dans la famille de l'augite (Pl. IX-3).

Le second type est représenté par des cristaux bien individualisés à contours sub-automorphes, très fortement transformés en produits micacés crypto-cristallins (talc ?). Ses caractères optiques ($2V_{Ng} = 70$ à 75° et $Ng\Delta C = 0$) permettent de le rattacher au groupe des ortho-pyroxènes (bronzite - hypersthène) (Pl. IX-4).

ε) *L'olivine* : L'olivine est uniquement présente dans les cortlandites où elle apparaît en cristaux xénomorphes, globuleux, incolores et notablement fracturés (Pl. VI-6 et IX-3). Elle ne renferme pas d'inclusion et ne présente aucune altération visible, d'autre part ses contacts avec l'amphibole qui la renferme sont très francs. La valeur particulièrement élevée de l'angle de ses axes optiques ($2V_{Np} = 86$ à 90°) montre qu'elle renferme, dans sa structure, une forte proportion moléculaire de forstérite.

η) *Le quartz* : Le quartz, présent en faible quantité dans les amphibolites, est totalement absent dans les pyroxéno-amphibolites et les cortlandites. Il se développe en petites sections interstitielles très xénomorphes moulant les autres phases minérales (qu'il peut occasionnellement renfermer sous forme d'inclusion). Il est également parfois présent, quoique très rarement et uniquement dans les amphibolites, sous forme de petits glomérules arrondis au coeur des cristaux de hornblende décolorée.

θ) *Les minéraux accessoires* : Les diverses espèces minérales regroupées dans cet ensemble sont très peu représentées dans l'ensemble des roches ultrabasiques (environ 1% des roches).

L'apatite, en petits prismes automorphes (parfois aciculaires) est présente en inclusion dans les autres phases minérales (biotite, amphibole, plagio-

clase et quartz). Elle tend cependant à disparaître progressivement dans les pyroxéno-amphibolites et surtout les cortlandites.

Il en est de même pour le sphène, localisé sous forme de granules (et très rarement de cristaux mieux développés), dans les minéraux ferro-magnésiens (et plus particulièrement le mica).

Les minerais par contre, constituant la phase accessoire majeure, sont présents dans tous les types pétrographiques sous forme de granules rarement sub-automorphes. Ils sont représentés par de la magnétite (dominante) et, principalement dans les amphibolites, par de l'ilménite (généralement frangée d'une couronne de leucoxène).

La picotite, présente uniquement dans les cortlandites, se développe sous forme de petits cristaux xénomorphes, de teinte brun verdâtre à vert sombre, isotopes, inclus dans l'amphibole.

c) Ordre de cristallisation : La description pétrographique précédente a permis de montrer que les amphibolites et les pyroxéno-amphibolites tout en se distinguant par plusieurs caractéristiques particulières, présentent des associations paragenétiques très proches de celles des diorites et gabbros quartzifères. Nous avons d'autre part retrouvé des problèmes identiques concernant les relations mutuelles entre les différentes phases minérales (existence d'un ou plusieurs pyroxènes primaires, double génération de plagioclase, relation entre le mica et l'amphibole). Ces diverses observations permettent ainsi de définir également un ordre de cristallisation (dans des cortlandites vraisemblablement magmatiques) en trois étapes successives.

La première serait caractérisée par la cristallisation des deux pyroxènes (ortho (1) et clino pyroxène). Etant donné la rareté des cristaux conservés de ces deux phases, il n'est pas possible d'établir entre eux une chronologie précise. Il semblerait cependant que l'ortho pyroxène aurait pu précéder l'apparition de l'augite (qui semble parfois l'envelopper). Durant la même phase se serait également développée une première génération de plagioclase (dont la composition est proche du pôle anorthite), de plus la biotite a pu également commencer à cristalliser.

La seconde phase se traduirait par l'importante cristallisation de l'amphibole (hornblende ou cummingtonite). Etant donné leurs relations avec l'amphibole, il semble que les deux phases pyroxéniques ont réagi de façon sensiblement différente durant cet épisode de la cristallisation. L'augite, apparaissant en cristaux très corrodés semble s'être destabilisée au profit (du moins pro parte) de l'amphibole. Par contre, l'ortho pyroxène, malheureusement très altéré en talc, demeurant en cristaux sub-automorphes avec des contacts francs avec l'amphibole semble être demeuré stable alors (ou a peut-être commencé à se transformer en talc). De façon synchrone se seraient également développés la biotite et le plagioclase relativement sodique des zones corticales (tandis que le plagioclase basique n'étant plus stable dans les conditions physico-chimiques régnant alors aurait été corrodé).

La cristallisation se serait achevée par l'apparition du quartz vraisemblablement accompagné d'actinote (se développant aux dépens de l'amphibole primaire)

1) N'ayant observé aucun reste notable d'ortho pyroxène dans les amphibolites, il semble que ce minéral ne se soit développé que dans les pyroxéno-amphibolites et les cortlandites.

L'histoire évolutive de ces roches semble s'être poursuivie par une phase d'altération plus ou moins prononcée postérieure à leur cristallisation (phase tardive ou phénomène secondaire) : transformation de l'ortho pyroxène en talc et de la biotite en chlorite.

Pour les cortlandites, l'ordre de cristallisation, quoique très voisin, présente une seule différence notable.

Durant le premier temps, l'olivine magnésienne (parfois englobée dans des fragments d'augite) semble avoir légèrement précédé les phases pyroxéniques. Pour les autres phases (mis à part le plagioclase et le quartz) nous retrouvons exactement la même succession chronologique qu'e précédemment.

	Amphibolites	Pyroxéno-amphibolites	Cortlandites
	L 732	L 922	L 933
Quartz	1.5	-	-
Plagioclase	34	21	-
Biotite	6	5	3.5
Amphibole (1)	55	69	72
Pyroxène (2)	2	4	6
Olivine	-	-	18
Accessoires	1.5	1	0.5
Indice de coloration	64.5	79	100
% An			
coeur	80-70	85	-
zones corticales	38-52	40-55	

Tableau II - Composition modale des échantillons types illustrant les principaux faciès de roches ultrabasiques du Massif de Quérigut.

- (1) Dans le groupe de l'amphibole sont représentées la hornblende, la cummingtonite et la trémolite-actinote.
- (2) Nous avons compté comme pyroxène l'augite, l'ortho pyroxène et le produit d'altération de ce dernier (talc).

d) Caractères séquentiels et relations avec les roches basiques : D'après leurs variations minérales importantes (disparition de l'olivine et apparition successive du plagioclase puis du quartz), les formations ultrabasiques semblent constituer une série ignée sensiblement continue depuis les cortlandites jusqu'aux amphibolites. Ceci apparaît nettement non seulement dans le tableau II mais éga-

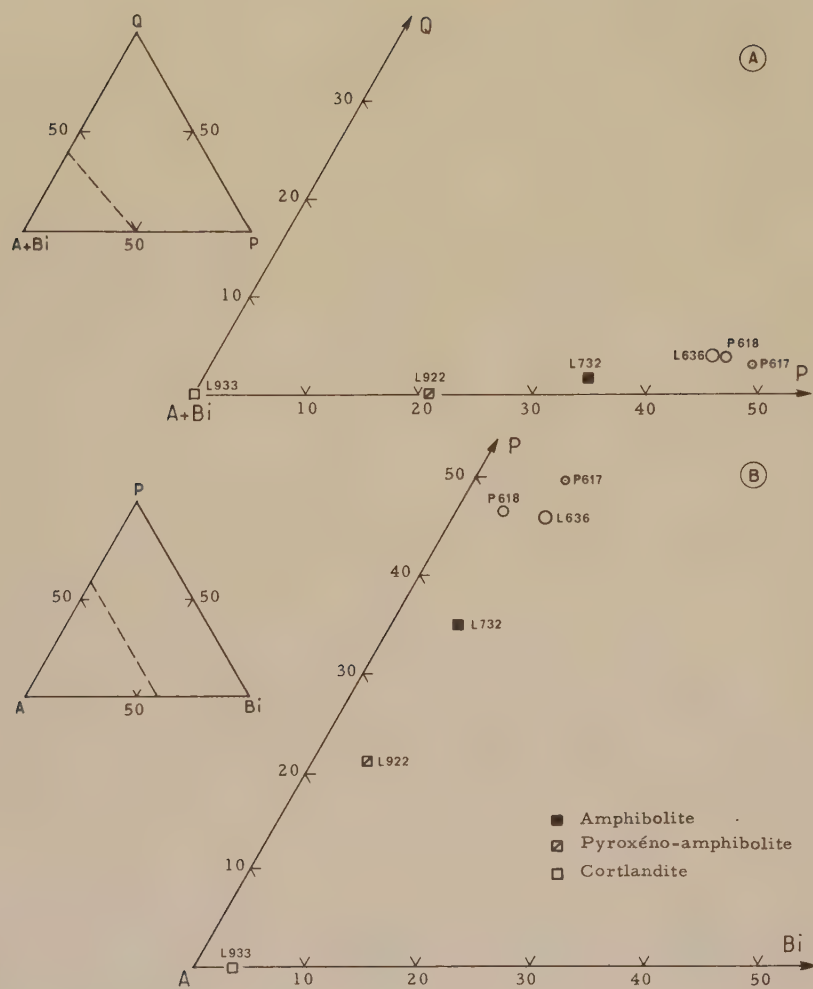


Fig. 8 - Etude de la répartition des échantillons témoins illustrant les roches ultrabasiques du Massif de Quérigut et de leurs relations avec les formations basiques associées dans deux diagrammes minéralogiques.

A : Q (quartz) - A (amphiboles + pyroxènes + olivine) + Bi (biotite)
P (plagioclase)

B : P (plagioclase) - A (amphiboles + pyroxènes + olivine) - Bi (biotite)

lement dans les deux diagrammes minéralogiques (fig. 8). Par rapport aux diagrammes précédents (fig. 7A et B), nous avons apporté une légère modification en associant aux amphiboles, les pyroxènes et l'olivine (dans le cas de la cortlandite).

D'autre part, la série pétrographique ainsi définie, malgré l'existence de certaines particularités minéralogiques, n'est pas indépendante de l'ensemble des roches basiques décrites précédemment. En effet nous avons souligné, essentiellement dans les amphibolites, l'existence de caractères pétrographiques et minéralogiques voisins de ceux des diorites et gabbros quartzifères. D'autre part, dans les diagrammes minéralogiques (fig. 8) la lignée ultra basique converge très nettement avec les termes mélanocrates (à grain fin P 617, moyen P 618 et gros L 636) des ensembles basiques en masses importantes.

Ces diverses observations, jointes au fait que les formations ultrabasiques sont, de manière systématique, associées aux diorites et gabbros quartzifères permettent de conclure à l'existence vraisemblable d'une filiation génétique entre les deux ensembles.

III - CONCLUSION

Les diorites et gabbros quartzifères, très répandus dans le Massif de Quérigut où ils apparaissent soit en masses importantes, soit en enclaves de dimensions réduites (englobées dans des matrices acides dont la composition varie, en s'approchant des masses, depuis celle des granites qui constituent l'ensemble du Massif, jusqu'à celle de tonalites) se caractérisent par la grande variabilité de leurs caractères texturaux et pétrographiques.

L'importante diversité des types pétrographiques semble résulter de l'existence simultanée de deux types de variations distinctes. La première, se déroulant à granulométrie sensiblement constante se traduirait par un important développement de la phase plagioclasique et de la biotite et par une décroissance de l'amphibole. La seconde, qui peut être reliée à l'accroissement sensible de la granulométrie, se distinguerait essentiellement de la précédente par l'accroissement important du quartz (la phase plagioclasique variant peu) et de la biotite, la proportion d'amphibole diminuant également.

L'étude des relations entre les phases minérales constituant les différents types de roches basiques a montré la grande complexité de leur ordre de cristallisation. Nous avons été conduits à admettre l'existence de trois temps successifs :

- 1) Cristallisation précoce de pyroxène (augite ?) de plagioclase basique et peut être début de l'apparition de la biotite.
- 2) Développement important de la hornblende (partiellement aux dépens du pyroxène qui ne serait alors plus stable), de la biotite et du plagioclase sodique (tendant à corroder les cristaux basiques de première génération).
- 3) Cristallisation finale de quartz auquel s'ajoute, dans les faciès à gros grains biotitiques et dans les enclaves localisées loin des masses basiques (dans une matrice granitique), un peu de feldspath alcalin (sous forme de microcline). De plus, la hornblende tendrait localement à être remplacée par de la biotite (présentant un faciès micrographique particulier).

Nous reviendrons sur cet ordre de cristallisation au cours de notre étude minéralogique en recherchant notamment l'origine du phénomène responsable de la variation des conditions de cristallisation entre les deux premières étapes.

Nous avons pu enfin mettre en lumière plusieurs caractéristiques fonda-

mentales de cet ensemble. En premier lieu, malgré la prédominance des textures grenues, les textures doléritiques (marquées par l'habitus du plagioclase en cristaux allongés ou même en lattes) ne sont pas rares. De plus, dans les faciès hypermélancrates à grain très fin (au contact des réseaux tonalitiques), nous avons observé de nettes textures fluidales. Ces faciès, également présents dans les enclaves ne sont pas sans rappeler les "chilled margins" fréquemment décrites en bordures des complexes basaltiques ou doléritiques.

Les relations complexes présentées entre les bordures des masses basiques et leur encaissant granitique (réseau acide recoupant des blocs basiques xénomorphes, qui acquièrent progressivement une forme ovoïde à mesure que leur matrice se développe et devient plus acide) ont un aspect tout à fait comparable aux associations basalte-granophyres parfois observées en bordure de complexes basaltiques (B.G.J. UPTON et J.B. WRIGHT, 1961, C.A. CHAPMAN, 1962, I. MAC.DOUGALL, 1962, D.H. BLAKE et al., 1965, A. BERTHELSEN, 1970).

Enfin, les diorites et gabbros quartzifères en masses importantes renferment de petits amas de roches ultrabasiques (regroupant divers faciès se répartissant entre des amphibolites et des cortlandites) qui peuvent vraisemblablement leur être reliées génétiquement. Il est à noter que les complexes basaltiques peuvent également renfermer des formations ultrabasiques (interprétées comme des cumulats).

Ainsi, malgré leurs caractéristiques pétrographiques et minéralogiques particulières, les formations basiques (et ultrabasiques) du massif de Quérigut présentent plusieurs traits communs avec les complexes doléritiques ou basaltiques.

A - Chapitre 3

LES GRANITOÏDES

Les granitoïdes septentrionaux et centraux : Granite de Quérigut - Granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre - Granite monzonitique d'Escouloubre - Granodiorites - Tonalites.

Les granites méridionaux : granites monzonitiques - Granodiorites - Tonalites.

I - INTRODUCTION

1) LES PRINCIPAUX ENSEMBLES DE ROCHES GRANITOÏDES : Nous nous contenterons d'énumérer ici les différents types de roches granitoïdes nous réservant de présenter l'ensemble de leurs caractéristiques propres dans le paragraphe suivant.

Les granitoïdes qui constituent la majeure partie du Massif de Quérigut se subdivisent en deux ensembles distincts : un ensemble central et septentrional

et un ensemble méridional.

Le premier est essentiellement formé par trois grands faciès granitiques qui ne se localisent pas de façon arbitraire mais, au contraire, se répartissent suivant une structure zonée, sensiblement concentrique et très allongée parallèlement à la direction pyrénéenne principale (N 110 E) (carte hors texte et fig. 4). Du coeur vers la périphérie du Massif, nous relevons la succession :

- Granite de Quérigut,
- Granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre,
- Granite monzonitique d'Escouloubre.

Nous avons également joint à cet ensemble, malgré leur localisation particulière, les granodiorites et les tonalites (constituant les matrices des enclaves basiques et les réseaux leucocrates qui recoupent les bordures des masses gabbro-dioritiques). En effet, sur le terrain, ces formations se distinguent très nettement des roches basiques, auxquelles elles sont associées ou qu'elles renferment, par plusieurs caractères pétrographiques (couleur, texture, granulométrie). Par contre, aucune limite ne peut être établie entre elles et les divers granites auxquels elles sont associées, la transition étant très progressive et difficilement discernable sur le terrain.

Le second ensemble, qui regroupe plusieurs types de roches granitoïdes constitue, sous forme d'un large croissant, la majeure partie des bordures occidentales et méridionales du Massif de Quérigut. Ayant une composition variant depuis celle de granites monzonitiques jusqu'à celle de tonalites, ces roches, qui renferment de très abondants septa-métasédimentaires (totalement absents des faciès centraux et septentrionaux), se caractérisent par la présence quasi-constante d'une foliation qui rend leur détermination macroscopique très délicate. Etant donné la présence de ce caractère, nous n'avons pu, sur le terrain, définir l'extension des différents types pétrographiques constituant cet ensemble.

2) CARACTERES TECTONIQUES MAJEURS : Le Massif de Quérigut est bordé au Sud par le très grand accident représenté par la faille de Mérens qui se suit sur plus de 100 kilomètres jusque dans le Roussillon. Cette faille de direction N 105 E constitue le dernier jalon oriental de toute une série d'accidents identiques que l'on peut suivre tout au long de la zone primaire axiale des Pyrénées. En effet, il est important de noter que plusieurs massifs granitiques sont, comme celui de Quérigut, affectés dans leur partie méridionale par des failles équivalentes à celle de Mérens (faille de Caillaouas dans le Massif du Lys Caillaouas et faille du Col de la Fache dans le Massif de Cauterets). Mis à part cet accident, le Massif de Quérigut est cisailé par d'importantes fractures généralement subverticales et pouvant parfois se suivre sur plusieurs kilomètres.

Nous avons en premier lieu recherché les directions préférentielles de fracturation du Massif. Pour ce faire, nous avons utilisé le curvimètre mis au point par R. HOUPERT, J. LEGENDRE et P. RICHARD (1969) et destiné à l'étude de la fracturation des roches. Cet appareil permet d'intégrer sur une carte géologique, la longueur de toutes les failles ayant une direction comprise dans un arc de 15°. Le compteur du curvimètre a été établi pour distinguer, dans un secteur de 180°, 12 directions différentes correspondant à la ligne médiane de secteurs de 15° chacun. Etant donné son principe, ce système de représentation des failles introduit une notable imprécision sur les mesures, les directions moyennes n'étant en effet déterminées qu'avec une précision de $\pm 7,5^\circ$. La représentation graphique des mesures ainsi faites est obtenue en reportant en coordonnées polaires la lon-

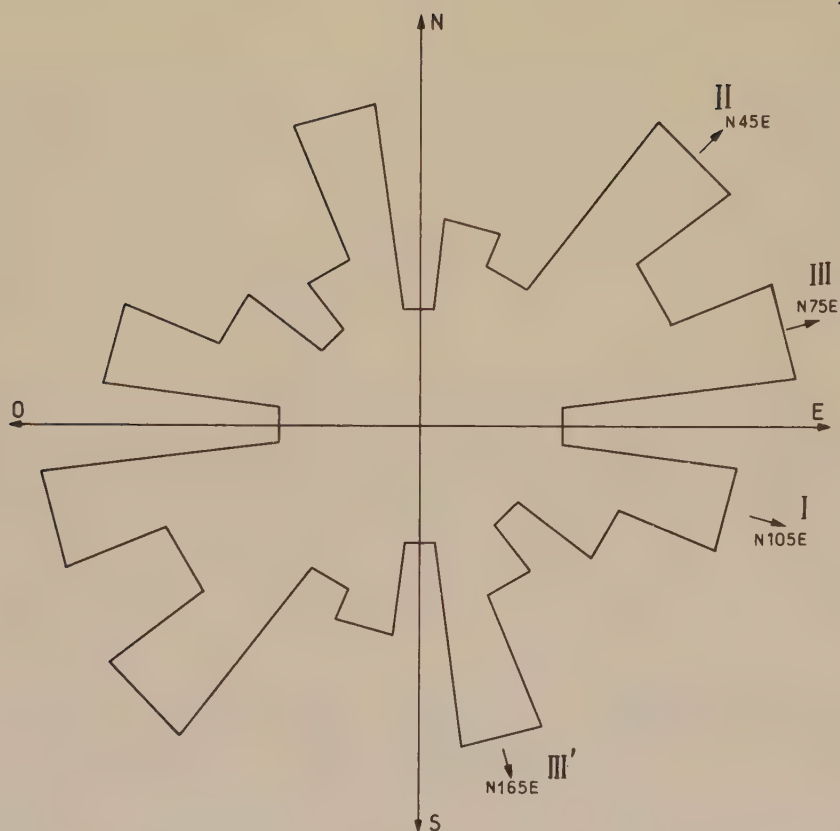


Fig. 9 - Diagramme de pôles des failles du Massif de Quérigut.

Le diagramme est construit en intégrant la longueur des failles ayant une direction comprise dans un secteur de 15° , l'arc de 0° à 180° étant divisé en 12 secteurs.

Comme direction initiale nous avons choisi celle de l'accident majeur représenté par la faille de Mérens (N105E).

Mise en évidence de quatre directions préférentielles : N45E, N75E, N105E et N165E.

gueur des failles intégrée dans chaque secteur de 15°. Les mesures ne couvrant qu'un secteur de 180°, le diagramme est complété par symétrie par rapport à l'origine.

Pour effectuer nos mesures sur le Massif de Quérigut, nous avons choisi comme direction initiale celle de la faille de Mérens (N 105E). Le diagramme obtenu (fig. 9) est complexe, mettant cependant en évidence quatre directions principales de failles : N 45E, N 75E, N 105E et N 165E.

Malgré l'imprécision des mesures, les systèmes de failles ainsi déterminés semblent pouvoir être distingués par le rôle qu'ils ont pu jouer au cours de l'histoire du Massif. Par contre, leur chronologie est nettement plus difficile à définir car, du moins pour certaines d'entre elles, elles semblent avoir rejouer à différentes époques.

La faille de Mérens et les failles associées (I), de direction moyenne N 105E, se sont vraisemblablement manifestées, essentiellement dans la partie méridionale du Massif dès l'orogénèse hercynienne. Leur action se serait alors traduite dans les granitoïdes méridionaux sous forme d'une blastomylonitisation responsable, ainsi que nous le verrons ultérieurement, de la foliation des roches ignées. Il est important de noter que cette phase tectonique a dû se dérouler à un niveau structural relativement profond car la cataclase s'est accompagnée d'une notable recristallisation des minéraux (micas, feldspaths, quartz, minéraux accessoires). Ces failles semblent d'autre part avoir rejoué, ainsi que l'a souligné E. Raguin (1933) durant l'orogénèse pyrénéenne. Leur action, se situant à un niveau structural superficiel, apparaît alors plus limitée n'induisant qu'une simple mylonitisation dans les roches ignées (sans recristallisation notable). Enfin le jeu de ces failles est essentiellement vertical, ainsi le compartiment Nord de la faille de Mérens est monté de plusieurs centaines de mètres mettant en contact les calcaires massifs du Dévonien moyen avec les roches granitiques.

La partie méridionale du Massif est également affectée par un autre système de failles de direction moyenne voisine de N 45E (II). Ces failles, très redressées, soulignent plusieurs vallées sensiblement parallèles (de Baxouillade, du Laurenti, du Boutadiol, de Cabrils). Elles sont apparemment plus tardives que celles du premier système sans pouvoir préciser si elles sont tardi-hercyniennes ou pyrénéennes. Elles se sont manifestées à un niveau structural superficiel n'induisant dans les roches granitiques qu'une simple mylonitisation. Enfin, elles ont dû jouer essentiellement dans le sens horizontal ce qui se marque par un décalage important, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres, des septa-métasédimentaires qu'elles traversent.

La partie centrale et septentrionale du Massif est affectée par deux ensembles de failles très importantes ayant des directions moyennes sensiblement perpendiculaires, N 75E et N 165E (III et III') et semblant constituer ainsi un système de failles conjuguées. Ces failles ont joué au cours de l'histoire évolutive du Massif un rôle très particulier. En effet, étant très fréquemment accompagnées d'un développement de filons de quartz laiteux, elles ont induit dans les granites, en plus de la mylonitisation très importante à leur proximité immédiate, un phénomène d'altération très particulier qui, ainsi que nous le verrons, se traduit par d'importantes variations chimico-minéralogiques des roches. Ces failles s'étant manifestées à un niveau structural relativement superficiel semblent avoir eu un jeu essentiellement vertical d'amplitude cependant apparemment réduite. Nous ne disposons d'aucun critère valable pour déterminer les relations chronologiques entre ces failles et celles des systèmes précédents. Toutefois, elles apparaissent relativement tardives, du moins pour leurs dernières manifestations.

II - CARACTERES MACROSCOPIQUES, LOCALISATION, EXTENSION RAPPORTS STRUCTURAUX

Dans ce paragraphe, nous passerons en revue des différents types de roches granitoïdes distingués précédemment. Pour chacun d'entre eux, nous présenterons successivement leurs caractères macroscopiques, leur extension, la nature des formations qu'ils renferment (roches basiques en masses ou en enclaves, filons septa-métasédimentaire), les contacts avec à la fois les autres faciès granitoïdes, l'encaissant et les formations qu'ils renferment. Afin d'illustrer ces divers faciès granitoïdes, nous avons sélectionné parmi les nombreux échantillons dont nous disposons des témoins (1) qui serviront également lors des études géochimique, minéralogique et géochronologique.

I - LES FACIES CENTRAUX ET SEPTENTRIONAUX

a) Le granite de Quérigut (Ech. S626 et L861, Pl. III-6). Le granite de Quérigut représente une roche largement cristallisée, claire, de teinte gris à beige ou rose suivant son degré d'altération. La structure grenue est équante, sans orientation marquée de ses différents minéraux. Dans le fond de la roche à grain moyen (2 à 3 mm) s'individualisent quelques phénocristaux de feldspath alcalin sub-automorphes et généralement maclés Carlsbad (1,5 à 2 cm). Le plagioclase, en cristaux trapus fréquemment sub-automorphes, prend localement (en liaison avec l'altération superficielle) une teinte rose saumon à brun jaune pâle. La biotite, très peu abondante, est dispersée en fines paillettes brun sombre.

Dans ce granite, remarquablement homogène sur l'ensemble de son aire de répartition, apparaissent cependant deux types de variations distinctes. Le premier que nous décrirons plus loin, est lié à la proximité des grandes failles sensiblement longitudinales et transversales, qui cisailent le Massif de Quérigut. Ces accidents tectoniques correspondant au système III-III' défini précédemment ont des directions moyennes de N75E et N165E. Sur une distance plus ou moins importante de ces failles (quelques mètres à quelques dizaines de mètres), le granite de Quérigut (qui peut alors ne présenter aucune trace de cataclase marquée) acquiert progressivement une teinte jaune verdâtre (à vert pistache pâle). Cette teinte est donnée par le plagioclase qui devient alors verdâtre à éclat cireux. Le feldspath alcalin conserve par contre sa teinte blanche initiale. Enfin la biotite disparaît totalement et on observe par contre la présence de fines paillettes de muscovite.

Localisé au coeur du Massif, le granite de Quérigut constitue une sorte d'amande très allongée (3,5 km dans sa plus grande largeur sur 1,6 km en longueur). On le suit depuis Artigues (où il se perd sous un important recouvrement fluvio-glaciaire) jusqu'au col de Jau (où il vient butter contre l'accident majeur représenté par la faille de Mosset). Il couvre ainsi une superficie de près de 35 km².

Le granite de Quérigut renferme quelques masses de diorites et gabbros quartzifères de dimensions relativement restreintes (carte hors texte). Loin de ces masses s'observent de très rares petites enclaves basiques à grain très fin essentiellement biotitiques. Le granite conserve ses caractères jusqu'au contact avec ces enclaves, généralement très tranché. Par contre à proximité immédiate des

(1) La localisation exacte des échantillons témoins ainsi que la synthèse de leurs caractères pétrographiques et géochimiques sont regroupées en annexe.

masses basiques, le granite renferme d'abondantes enclaves basiques, ovoïdes ou anguleuses et présente plusieurs changements notables, tout en conservant sa granulométrie et sa texture : disparition complète des phénocristaux de feldspath alcalin, enrichissement en biotite, apparition éventuelle de hornblende au contact même des roches basiques.

Il y a peu de formations filoniennes dans le granite de Quérigut et leurs contacts avec le granite sont toujours tranchés. Elles sont représentées, d'une part, par quelques rares filons de dolérite, peu puissants (0,30 à 0,50 m) très fracturés et notablement altérés que l'on peut observer au-dessus de la double épingle à cheveux de la route N 118 et au col de Carcassières (filon de plusieurs centaines de mètres). D'autre part, le granite est recoupé par de nombreux filons de granites à deux micas qui peuvent parfois (Sarrat d'Abades) constituer le sommet de petites buttes, les contacts avec le granite de Quérigut étant alors sub-horizontaux.

Les contacts entre le granite de Quérigut et le granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre qui lui succède au Nord et au Sud sont fréquemment faillés. Lorsqu'ils sont normaux, le passage apparaît transitionnel mais très rapide (la zone de transition a une puissance généralement inférieure à 1 mètre). Il se traduit essentiellement par l'apparition progressive d'abondants phénocristaux de feldspath alcalin dans la roche. Les contacts entre les deux ensembles granitiques sont très redressés et semblent (du moins pour la bordure Nord du granite de Quérigut) être dirigés vers l'extérieur du Massif. Ainsi le granite de Quérigut paraît présenter une forme de coupole s'enfonçant sous les autres granitoïdes. La nature des contacts et la rareté des affleurements valables ne permettent pas d'établir la chronologie relative de mise en place du granite de Quérigut par rapport au granite monzonitique porphyroïde.

b) Le granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre (éch. S639 et S68 Pl. III-5) : Ce granite, également bien cristallisé, se distingue essentiellement du granite de Quérigut par sa richesse en phénocristaux de feldspath alcalin. La roche, de teinte gris moyen à beige, suivant le degré d'altération, présente une structure grenue isotrope (le grain est voisin de 2 à 3 mm). Le feldspath alcalin, qui semble peu abondant dans le fond de la roche, apparaît essentiellement sous forme de phénocristaux bien développés (2 à 4 cm), automorphes et fréquemment maclés Carlsbad. Localement ces cristaux tendent à s'aligner suivant des directions préférentielles, ce qui donne au granite monzonitique une certaine fluidalité. Le plagioclase est abondant sous forme de cristaux trapus sub-automorphes qui peuvent, comme dans le cas du granite de Quérigut, acquérir une teinte rose saumon à beige pâle sous l'effet de l'altération superficielle. La biotite, de couleur brun sombre, est à la fois plus abondante et mieux cristallisée que dans le granite précédent.

Le granite monzonitique porphyroïde semble sensiblement moins homogène que le granite de Quérigut. Ceci se traduit essentiellement par de notables variations à la fois de la taille et de l'abondance des phénocristaux de feldspath alcalin, les autres caractères de la roche demeurant inchangés. D'autre part, au Nord du granite de Quérigut, le granite monzonitique porphyroïde est parfois difficilement reconnaissable sur le terrain. En effet les roches étant fréquemment affectées par une cataclase notable, les phénocristaux sont fracturés et perdent même leurs contours automorphes.

On retrouve par ailleurs les deux types de variations observées dans le granite précédent à l'approche des grands accidents tectoniques longitudinaux et à

proximité des masses gabbrodioritiques. La première transformation qui n'apparaît qu'au Nord du granite de Quérigut est particulièrement bien développée à proximité du grand accident des Bains de Carcanières (N 70 E). Comme précédemment, le granite qui peut présenter une texture inchangée, acquiert une teinte jaune vert pâle (le plagioclase devenant vert pistache à éclat cireux et la biotite disparaissant totalement étant remplacée par de la muscovite). Nous décrirons plus loin la seconde transformation qui se développe à l'approche des massifs basiques.

Le granite monzonitique porphyroïde constitue un anneau très allongé ceinturant entièrement le granite de Quérigut. On le suit sans discontinuité depuis le Pla de Monpudou à l'Ouest jusqu'au Col de Jau à l'Est (sur 22 km). Cet anneau est fortement dissymétrique car sa partie Nord a une largeur très généralement inférieure à 1 km tandis que sa partie Sud peut localement dépasser 2,5 km de puissance. Il recouvre une superficie voisine de 38 km².

Le granite monzonitique porphyroïde renferme d'abondantes masses basiques et notamment les deux plus importantes du Massif (celles de la forêt de Joucarets et du Roc de l'Ermite). Loin de ces masses, le granite peut également englober de petites enclaves dioritiques généralement bien individualisées et à contacts tranchés. Le granite conserve alors ses caractères et notamment sa richesse en phénocristaux de feldspath alcalin jusqu'au contact de ces enclaves. Il est à noter que ces dernières peuvent alors également renfermer quelques phénocristaux de feldspath alcalin. Par contre à l'approche des masses basiques importantes (à une distance de celles-ci qui peut atteindre 100 à 200 mètres), à mesure que les enclaves gabbrodioritiques deviennent plus importantes et abondantes, la composition du granite change progressivement. Ceci se traduit, en premier lieu par l'accroissement sensible de sa proportion en biotite. Puis, dans les quelques mètres qui précèdent le contact les phénocristaux de feldspath alcalin tendent à disparaître. Ils deviennent très rares (et de petite taille) dans les "veinules" acides qui recoupent les bordures des masses basiques. Nous notons alors l'apparition de quelques cristaux bien développés d'amphibole vert sombre.

Les filons basiques sont très rares dans le granite monzonitique porphyroïde et sont fréquemment fortement fracturés et altérés. Le seul filon important, ayant une puissance de 2 m. s'observe à proximité du Roc d'Embride (à environ 2 km à l'Est des Bains d'Escouloubre). Il est constitué d'un lamprophyre à amphibole. Par contre, les filons acides (uniquement représentés par du granite à deux micas) sont beaucoup plus fréquents. De très nombreux exemples de ces filons, parfois à "cocardes" de tourmaline, sont visibles le long des routes N 118 (vallée de l'Aude) et D16 (route de Quérigut). Le granite à deux micas peut également apparaître sous forme de coupoles (ou de lobes) constituant le sommet de petites buttes et présentant des contacts subhorizontaux avec le granite qui les entoure (1).

Le passage entre le granite monzonitique porphyroïde et le granite monzonitique qui lui succède au Nord et au Sud n'est jamais tranché mais au contraire très transitionnel se traduisant par la décroissance du nombre et de la taille des phénocristaux de feldspath alcalin. Cette zone de transition a une puissance très

(1) Les granites à deux micas sont, ainsi que nous le verrons dans le chapitre suivant consacré à l'étude des formations filoniennes, systématiquement liés aux grands accidents tectoniques qui cisailent le Massif. Ils ne semblent cependant pas associés à une direction de fracturation bien déterminée.

variable (d'une dizaine à une centaine de mètres) et présente des caractéristiques différentes au Nord et au Sud. En effet au Nord (dans les Bains de Carcanières) on observe une raréfaction progressive des phénocristaux de feldspath alcalin. Par contre, au Sud les phénocristaux de feldspath alcalin demeurent longtemps assez abondants tandis que leur taille décroît très sensiblement (1 à 1,5 cm). Ils ne disparaissent entièrement, ainsi que nous le verrons ultérieurement, que dans les granodiorites qui font suite, vers le Sud, aux granites monzonitiques.

c) Le granite monzonitique d'Escouloubre (éch. S65 et S6248) (Pl. III-4) : Le granite monzonitique présente des caractères pétrographiques très proches de ceux du granite monzonitique porphyroïde précédent. Il s'en distingue essentiellement par la rareté (ou la faible dimension) des phénocristaux de feldspath alcalin qu'il renferme. C'est en effet une roche bien cristallisée, de teinte gris à beige (dont le grain varie de 2 à 4 mm). Le feldspath alcalin apparaît principalement dans le fond de la roche en cristaux sub-automorphes et plus ou moins fréquemment phénocristaux (2 à 3 cm ou 1,5 à 2 cm) généralement maclés Carlsbad. Le plagioclase qui se distingue nettement du feldspath précédent par la teinte rose ou beige qu'il acquiert sous l'action de l'altération superficielle, se développe également en cristaux sub-automorphes. La biotite, parfois notablement chloritisée dans la partie Nord du Massif, est présente sous forme de paillettes bien développées (0,5 à 2 mm) de teinte brun sombre.

Le granite monzonitique n'est pas homogène dans l'ensemble du Massif et nous avons relevé plusieurs variations notables. Malgré la permanence de nombreux caractères pétrographiques, on distingue aisément un faciès nord d'un faciès sud d'après l'habitus du feldspath alcalin. Au Nord ce minéral apparaît essentiellement en petits cristaux (ayant une taille équivalente à celle des autres minéraux) et rarement en phénocristaux. Au Sud par contre les phénocristaux (quoique de dimension réduite) sont nettement plus abondants et peuvent parfois représenter la seule forme cristalline du feldspath alcalin. D'autre part, à proximité de la bordure Nord du Massif, au contact avec les calcaires dévonien, on observe dans le granite monzonitique l'apparition, quoique discrète, de quelques beaux cristaux d'amphibole. Nous retrouvons enfin, comme dans les deux granites précédents les deux transformations particulières liées l'une à la proximité des failles longitudinales (système III) (faille des Eaux Chaudes notamment), l'autre à la zone de bordure des masses basiques.

Le granite monzonitique constitue la zone externe de la structure septentrionale du Massif (carte hors texte et fig. 4). Il forme une couronne très fortement dissymétrique allongée sur plus de 23 kms. entre le Pic de la Coumeille de l'Ours à l'Ouest et le Col de Jau à l'Est. Au Nord sa puissance peut atteindre 3 kms tandis qu'au Sud elle ne dépasse guère 300 à 400 m. Il couvre ainsi une superficie voisine de 51 km².

Le granite monzonitique renferme quelques masses gabbro dioritiques d'importance notable. Elles sont cependant très rares dans sa bande Nord où seule la masse du Prat del Rey a été observée (au Sud elles sont plus abondantes mais de dimensions restreintes). Les roches basiques sont également présentes sous forme de petites enclaves isolées, parfois relativement abondantes (Tuc de la Freini à 1,5 km au S.S.O. de Roquefort de Sault). Alors que le granite monzonitique ne présente aucun changement notable au contact des enclaves basiques qu'il renferme, il présente, comme les granites précédents des changements notables à l'approche des masses gabbro-dioritiques importantes. Ceci se traduit également par l'accroissement de la biotite (à laquelle se joint un peu d'amphibole au contact immédiat avec les roches basiques) et par la disparition complète des phénocristaux de feldspath alcalin.

Si les filons (basiques et acides) sont rares dans l'ensemble du granite monzonitique (un filon doléritique d'une puissance métrique peut être observé au col des Moulis à 800 m au S.O. d'Escouloubre) ils sont cependant relativement abondants dans la zone de bordure même du Massif, notamment entre la vallée de l'Aude et Buillac et au pied du col de Paillères. Ces filons fortement fracturés et altérés, peuvent parfois recouper non seulement les roches granitiques mais également l'encaissant sédimentaire (calcaire dévonien). Ils sont essentiellement représentés par des dolérites, des aplites à grain très fin hololeucocrates et des granophyres. Enfin, les granites à deux micas sont également présents sous forme de petits filons de puissance limitée (1 à 2 m).

Le contact entre le granite monzonitique et l'encaissant gothlando-dévonien qui borde le Massif de Quérigut au Nord est généralement fortement redressé (60 à 80°). Le pendage étant fréquemment dirigé vers le Sud, le granite semble ainsi reposer sur les sédiments. Cependant localement le granite monzonitique peut réapparaître en fenêtre sous les calcaires dévoniens (notamment au Nord du Bousquet et au pied du Col de Paillères). Au contact du granite se développe dans les sédiments un important métamorphisme de contact dont la puissance varie sensiblement d'un point à l'autre de la bordure Nord (de quelques mètres à peine à l'Est de la vallée de l'Aude, il peut dépasser plusieurs dizaines de mètres dans la montée au Col de Paillères). Le granite monzonitique qui constitue la bande méridionale présente, avec les formations granitoïdes qui lui succèdent vers le sud deux types de contacts (tous deux transitionnels). En premier lieu, depuis la bordure Ouest du Massif jusqu'à la vallée de la Castillane le granite monzonitique, en se chargeant progressivement d'enclaves dioritiques ovoïdes, évolue progressivement vers une granodiorite. Cette variation se traduisant essentiellement par un léger accroissement de sa biotite et surtout par la disparition des phénocristaux de feldspath alcalin. Par contre à l'Est de la vallée de la Castillane, le granite monzonitique acquiert progressivement une notable foliation et passe ainsi de manière transitionnelle aux granitoïdes méridionaux.

d) Les granodiorites et les tonalites (1) (éch. S61 - L820 - L95 et L912, Pl. III, 2-3). : Ces deux ensembles de roches, que nous avons regroupés du fait de leur localisation particulière, sont fréquemment sur le terrain difficiles à distinguer non seulement l'un de l'autre mais également des roches granitiques auxquelles ils passent de manière transitionnelle. Ce sont en effet des roches grenues bien cristallisées (2 à 4 mm) de teinte claire qui se distinguent ainsi très nettement des roches gabbro-dioritiques qu'elles renferment en enclaves ou qu'elles recoupent (Pl. III-2). Dans ces roches, le feldspath alcalin (pouvant parfois exister sous forme de phénocristaux dans les granodiorites) semble nettement subordonné par rapport au plagioclase qui se développe essentiellement en cristaux trapus sub-automorphes bien reconnaissables lorsque la roche est légèrement altérée et se distinguant du feldspath alcalin par leur teinte jaune pâle à rose. La biotite est relativement abondante sous forme de paillettes plus ou moins bien développées. Enfin un peu de hornblende, toujours subsidiaire par rapport à la biotite, apparaît dans les tonalites.

(1) Les échantillons sélectionnés pour décrire cet ensemble représentent des granodiorites et des tonalites associées aux granites monzonitiques (auxquels elles passent par transition graduelle). Nous avons négligé les faciès équivalents associés au granite de Quérigut car ils sont très peu représentés et souvent moins sains (ils ont cependant sensiblement les mêmes caractères pétrographiques).

Le groupe constitué par les granodiorites et les tonalites, passant de manière transitionnelle aux différents granites, n'est pas homogène ce qui se traduit par d'importantes variations de composition (notamment de la proportion en biotite et en feldspath alcalin). D'autre part dans l'association complexe basique-acide, les tonalites, constituant la matrice des enclaves gabbro-dioritiques en flammèches, tendent à acquérir une certaine foliation marquée par l'orientation préférentielle des paillettes de biotite parallèlement à l'allongement général des enclaves basiques.

Les granodiorites et les tonalites sont, de façon systématique, associées aux formations gabbro-dioritiques qu'elles renferment en enclaves ou qu'elles recoupent suivant un réseau irrégulier. Elles présentent ainsi plusieurs types d'habitats distincts. Les granodiorites constituent en majeure partie la matrice d'enclaves basiques plus ou moins abondantes, de forme généralement arrondie, dispersées sans aucun ordre ou au contraire tendant à s'aligner suivant des directions préférentielles (Pl. IV, 3-4). Les tonalites présentent des types de gisement distincts. En premier lieu, elles forment un réseau très irrégulier recoupant les bordures des masses gabbro-dioritiques isolant des blocs basiques xénomorphes et généralement anguleux (Pl. IV, 1-2). Ces "filonnets" tonalitiques, présentant des formes très capricieuses (non rectilignes) ont des puissances très variables (centimétrique à métrique) et pénètrent à l'intérieur des masses sur une distance qui n'excède généralement pas une dizaine de mètres. Les "filons" peuvent soit s'interrompre brutalement, soit au contraire se prolonger par un alignement de phénocristaux de plagioclase dans la roche basique. D'autre part, les tonalites constituent la matrice leucocrate des enclaves basiques en flammèches très orientées (ces deux faciès pétrographiques forment l'essentiel de l'association complexe basique-acide largement développée entre les zones centrales et méridionales du Massif) (fig. 4 et carte hors texte). Dans cette association, la tonalite, fréquemment foliée, prend un développement considérable, sensiblement équivalent à celui des enclaves gabbro-dioritiques.

Ainsi les granodiorites et les tonalites apparaissent d'une part sous forme d'une couronne de puissance généralement limitée (de quelques mètres à une centaine de mètres) autour des masses basiques (carte hors texte). Elles prennent d'autre part, sous forme de matrice d'enclaves gabbro-dioritiques ovoïdes et en flammèches, un développement très important dans un large croissant que l'on suit sur plus de 22 kms depuis les Etangs de Rabassoles à l'Ouest du Massif jusqu'à la vallée de la Castellane à l'Est entre la partie centrale et septentrionale du Massif et sa partie méridionale (carte hors texte), avec une puissance de 2,5 km au niveau de l'étang du Laurenti.

Les contacts entre les granodiorites et les tonalites d'une part et les roches gabbro-dioritiques d'autre part sont généralement très tranchés se marquant par une variation brutale de la granulométrie. Ils ne sont cependant pas rectilignes, car les minéraux des roches acides chevauchent très généralement la limite (Pl. V-4). Cependant, localement, les contacts sont plus flous sous l'effet d'un développement important de phénocristaux de plagioclase dans la roche basique (Pl. V-5).

En plus des roches basiques, les granodiorites et surtout les tonalites peuvent renfermer diverses formations acides présentant des habitats différents. On peut ainsi observer un granite porphyroïde (1) (très riche en phénocristaux de feldspath alcalin) leucocrate qui apparaît en "taches" à contours flous de dimen-

(1) La description détaillée de ces deux variétés de granite est présentée dans le chapitre suivant consacré à l'étude des formations filoniennes.

sion réduite (1 à 2 m de diamètre) (Ech. L7022). Nous avons d'autre part distingué un microgranite à biotite (1) renfermant des cristaux bien développés et sub-automorphes de quartz, de feldspath (plagioclase et feldspath alcalin) et de biotite dans un fond finement cristallin. Ce microgranite peut apparaître soit en filons recoupant non seulement les tonalites mais également les roches basiques, soit comme le granite précédent en taches d'extension variable à contours flous. Comme les tonalites elles-mêmes, ce microgranite peut renfermer des enclaves de roche basique. Enfin, des filons bien individualisés de granite à deux micas et de pegmatite (riche en tourmaline) apparaissent parfois dans les granodiorites et les tonalites, recoupant également les formations gabbro-dioritiques associées.

2) LES FACIES MERIDIONAUX (Granites monzonitiques, granodiorites, tonalites), (Ech. L715, L854, L461, Pl. III-1) : Les roches granitoïdes qui constituent la majeure partie de la zone méridionale du Massif de Quérigut forment un ensemble hétérogène regroupant plusieurs faciès pétrographiques (granite monzonitique, granodiorite, tonalite) qui présentent cependant des caractères communs. En effet, ce sont des roches bien cristallisées, leucocrates à mésocrates (de teinte gris ou beige clair à moyen) et présentant une texture grenue équante. D'autre part, elles sont toutes affectées (d'une manière plus ou moins marquée) par une foliation d'origine cataclastique, soulignée par l'orientation préférentielle des paillettes de biotite (Pl. III-1). Sous l'effet de cette foliation, les roches tendent fréquemment à se déliter en minces dalles ce qui confère à la plupart des sommets de la zone méridionale leur aspect ruiniforme (Roc Blanc, Baxovillade, Camisette...). La cataclase donne localement naissance à des faciès très particuliers : un fond très finement cristallisé montrant une nette schistosité (avec une individualisation de lits biotitiques irréguliers) englobe des granules arrondis (ayant un diamètre de 0,2 à 0,5 cm) de plagioclase (2). La foliation tend ainsi à masquer les caractères pétrographiques propres des différents faciès ce qui rend, sur le terrain leur distinction très délicate et souvent impossible.

Cependant, nous avons pu mettre en évidence, lorsque la foliation est peu marquée, l'existence de plusieurs types pétrographiques. Nous avons ainsi distingué un granite monzonitique (Ech. L715) qui présente les mêmes caractéristiques que celui de la partie Nord du massif. C'est une roche leucocrate à grain moyen (2 à 3 mm) dans laquelle le feldspath alcalin se développe exclusivement sous forme de petits cristaux xénomorphes (absence complète de phénocristaux). Le plagioclase (minéral qui résiste le mieux à la cataclase) apparaît également en cristaux sub-automorphes trapus. D'autre part, demeurant généralement très frais, il ne présente pas, comme dans les faciès septentrionaux une teinte jaune à rose, ainsi il devient difficile à distinguer du feldspath alcalin (3). La biotite bien cristallisée en paillettes brun sombre est relativement peu abondante. Le second faciès pétrographique est représenté par une granodiorite (Ech. L854) qui, très proche du granite monzonitique précédent, s'en distingue légèrement sur le terrain

(1) Voir page 51 (1)

(2) Ces faciès particuliers, observés par G. GUITARD et E. RAGUIN (1961) dans la partie méridionale du Massif de Quérigut, ont été parallélisés aux gneiss granulés du Massif du Canigou. Ces auteurs en déduisaient ainsi un âge précambrien pour les septa-métasédimentaires.

(3) Afin de mettre en évidence la présence et l'importance du feldspath alcalin dans les différents faciès méridionaux, nous avons souvent eu recours à la méthode de coloration mise au point par E.H. BAILEY et R.E. STEVENS (1960).

par sa plus grande richesse en biotite. Un troisième type est constitué par des tonalites (Ech. L461) qui se caractérisent sur le terrain par l'abondance de la biotite à laquelle se joignent fréquemment de beaux prismes d'amphibole. Un dernier groupe pétrographique, qui se distingue très nettement des précédents (même lorsque la foliation devient très importante), est représenté par un granite porphyroïde leucocrate à grain moyen très riche en cristaux de feldspath alcalin qui peuvent localement s'aligner (esquissant alors une nette fluidalité).

Ces différentes roches granitoïdes, qui constituent la majeure partie de la zone méridionale du Massif de Quérigut, forment un large croissant depuis les Etangs de Rabassoles à l'Ouest jusqu'à la vallée de la Castellane à l'Est. Très peu puissant à l'Ouest du Massif (où il se termine en pointe) le croissant s'élargit considérablement vers le Sud où il peut atteindre une puissance de 4 kms (région du Pic de Madrès). Etant donné le rôle important joué par les phénomènes cataclastiques (développement de la foliation) et comme les passages entre les principaux types de roches granitoïdes (granite monzonitique, granodiorite, tonalite) sont transitionnels, nous n'avons pu établir sur le terrain, une zonéographie de leur répartition. Il est cependant apparu que les termes granodioritiques et tonalitiques, nettement prédominants, ne sont pas, comme dans le cas de leurs équivalents septentrionaux, strictement reliés à la proximité des masses gabbrodioritiques (également présentes dans la partie méridionale du Massif). D'autre part, le faciès granitique porphyroïde, bien individualisé, apparaît en taches (ou en amas) de dimensions relativement restreintes (de quelques mètres à 200 ou 300 mètres de diamètre) au sein des autres granitoïdes. Le passage entre ce granite porphyroïde et les autres granitoïdes est transitionnel quoique rapide (se traduisant essentiellement par l'apparition relativement brutale d'abondants phénocristaux de feldspath alcalin).

Les granitoïdes méridionaux renferment d'abondantes formations d'origine très différente : roches gabbro-dioritiques, septa-métasédimentaires, filons acides et basiques.

Les formations gabbro-dioritiques apparaissent, comme dans la zone septentrionale du Massif à la fois sous forme de masses importantes (Etang de l'Estagnet, Pics de l'Ours et de Madrès) et sous forme d'enclaves, relativement abondantes, généralement de petite taille et fusiformes. Ces enclaves s'alignent fréquemment esquissant une orientation qui est généralement conforme à la foliation des roches granitoïdes qui les renferment. Les contacts entre les masses basiques et les granitoïdes méridionaux présentent les mêmes caractères que ceux que nous avons décrits dans la zone septentrionale. De plus, la roche acide qui constitue le réseau leucocrate recoupant les bordures des masses et la matrice des enclaves anguleuses ou ovoïdes, a de manière constante une composition tonalitique.

Les granitoïdes méridionaux renferment d'autre part de très abondants septa-métasédimentaires de natures très diverses (micaschistes, cornéennes calciques, cipolins, quartzites noirs, poudingues polygéniques) qui seront étudiés de manière détaillée dans la seconde partie de notre mémoire. Il est important de noter que la répartition des différents types de roches granitoïdes ne montre aucun lien avec la nature des septa-métasédimentaires. En effet à proximité immédiate des septa calcaires, on peut observer aussi bien un granite monzonitique (L715) ou une tonalite (L461). Le contact entre les roches granitoïdes et les septa-métasédimentaires est très tranché. Cependant, essentiellement dans le cas des contacts avec des roches calcareuses (cipolins et cornéennes calciques) se développe, dans la roche ignée, une mince zone réactionnelle (dont la puissance n'ex-

cède généralement pas 1 à 2 cm) dans laquelle les minéraux colorés (biotite et amphibole) disparaissent totalement et sont remplacés par un pyroxène faiblement teinté.

Les formations filoniennes, particulièrement bien représentées dans la partie méridionale du Massif (et particulièrement dans les vallées du Laurenti et du Boutadiol) sont presque exclusivement constituées de roches acides (aplites et granites à deux micas). Les filons basiques représentés par des dolérites à grain très fin sont par contre très rares et peu puissants. Si la majorité des filons recoupent très franchement les roches granitoïdes, nous avons observé l'existence de certains filonnets (essentiellement d'aplite) semblant s'enraciner dans la roche granitique (et ainsi ne la recoupant pas).

Les granitoïdes méridionaux renferment enfin une formation singulière avec laquelle ils présentent un type de contact très particulier. C'est une roche mélanocrate à grain très fin dans laquelle apparaissent parfois quelques cristaux de plagioclase mieux développés et montrant une nette schistosité qui ne peut être reliée à un phénomène cataclastique important. Elle présente ainsi un aspect de micaschiste feldspathique et a été dénommée "leptynolite" par A. Lacroix (1899-1900). Elle se distingue très nettement des roches granitoïdes qui la renferment, même lorsque celles-ci, sous l'action d'une très forte cataclase présentent leur aspect granulé particulier, par la finesse de son grain et sa richesse en minéraux ferro-magnésiens. Les "leptynolites" constituent des bancs peu puissants (métriques à décamétriques au maximum) qui se suivent parfois sur plusieurs centaines de mètres. Elles sont surtout bien représentées dans la partie occidentale du Massif et notamment à la base du flanc Nord de la vallée du Galbe (à 300 m. à l'Est du lac de la Portaille d'Orlu), au Col de Camp Ras (sur le flanc du Roc Blanc) et dans la vallée de Baxouillade. Contrairement aux septa-métasédimentaires normaux et plus particulièrement les micaschistes qui présentent avec les granitoïdes, des contacts très tranchés (mis à part l'existence de minces zones réactionnelles centimétriques), les leptynolites passent aux granites encaissants par l'intermédiaire d'une zone très particulière dont la puissance peut atteindre 3 à 4 mètres. En effet, on observe en bordure des bancs l'apparition d'abord discrète de passées leucocrates à grain moyen orientées parallèlement à la schistosité de la leptynolite et présentant avec celle-ci des contacts très généralement flous (la leptynolite se charge fortement en feldspath). Puis, la leptynolite n'apparaît plus que sous forme d'enclaves très allongées (1) ou en flammèches dont la taille et le nombre décroissent très rapidement tandis que leur matrice dont la composition est granodioritique ou tonalitique devient prédominante et passe ainsi progressivement aux granitoïdes méridionaux normaux. Nous reviendrons dans la seconde partie de notre mémoire sur le problème de l'origine de ces leptynolites et de leur rapport avec les roches granitoïdes.

Les granitoïdes méridionaux qui constituent les bordures Ouest et Sud du Massif de Quérigut, viennent au contact de l'encaissant sédimentaire essentiellement représenté par des schistes quartziteux ordoviciens (schistes de Jujols). Le contact entre les deux formations est, comme à la bordure Nord du Massif, fortement redressé (60 à 90°). D'autre part là encore il semble, de manière assez générale, être dirigé vers l'intérieur du Massif (les sédiments paraissent ainsi s'enfoncer sous les formations granitiques). Cependant les roches granitoïdes peu-

(1) Cette association présente de grandes similitudes avec celle qui constitue, sous forme d'enclaves gabbro-dioritiques allongées en flammèches dans une matrice tonalitique, la majeure partie de la zone complexe basique-acide apparaissant dans une large bande à la limite des zones septentrionale et méridionale du Massif.

vent localement (au Sud) réapparaître en fenêtre sous les sédiments. Au contact avec le granite se développe dans les schistes un métamorphisme de contact que nous étudions en seconde partie de notre mémoire. Enfin au Sud du Massif, les granitoïdes sont localement séparés de l'encaissant sédimentaire par la faille de Mérens. A proximité de ce grand accident, les roches ignées sont affectées par une très importante cataclase pouvant aller jusqu'à une complète mylonitisation qui se distingue, ainsi que nous l'avons souligné au début du chapitre, de la blastomylonitisation car elle ne s'accompagne alors d'aucune recristallisation notable.

III - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

Comme les différentes roches granitoïdes (aussi bien centrales et septentrionales que méridionales) sont constituées de paragenèses minérales sensiblement identiques, nous avons choisi de présenter une description microscopique globale en passant successivement en revue les propriétés des différentes phases minérales. Cette présentation, tout en évitant de trop nombreuses redites, nous permettra de mettre en évidence les variations des caractères des minéraux en fonction du type pétrographique auquel ils appartiennent.

1) LA TEXTURE : Les granitoïdes septentrionaux et centraux (granite de Quérigut, granites monzonitiques, granodiorites et tonalites) présentent dans leur ensemble une texture grenue, apparemment isotrope, localement hypidiomorphe (marquée par l'automorphisme fréquent du plagioclase) (Pl. X, 1-2-3). Le développement des phénocristaux de feldspath alcalin donne naissance à une texture grenue porphyroïde (Pl. X-2). Le plagioclase, en plus de sa forme en cristaux isolés, apparaît fréquemment sous forme de plages polycristallines constituées par l'enchevêtrement de plusieurs sections très xénomorphes (synneusis) ce qui donne aux roches un aspect assez particulier (Pl. X-6). Contrairement au plagioclase, lorsqu'il se développe en cristaux isolés, le feldspath alcalin (même sous forme de phénocristaux) ne présente jamais de contours rectilignes, franchement automorphes, en effet, il moule de façon constante les autres phases minérales (le quartz mis à part). D'autre part, dans les granodiorites et les tonalites, il apparaît uniquement en cristaux xénomorphes interstitiels.

La foliation qui affecte l'ensemble des granitoïdes méridionaux (granite monzonitique, granodiorites et tonalites) est essentiellement liée à l'action d'une cataclase à laquelle semble s'être superposée une recristallisation de faible importance. En effet les différents minéraux qui constituent ces roches sont (à un degré plus ou moins important) fracturés, déformés et même déchiquetés (biotite). D'autre part, entre ces cristaux (ou cicatrisant leurs fractures) se développe une "mésostase" finement cristallisée composée de différents minéraux : biotite (en fines paillettes peu colorées), quartz (en granules xénomorphes engrenés), feldspaths (plagioclase et microcline en rares petits cristaux xénomorphes limpides), minéraux accessoires (sphène et clinozoïsite essentiellement en plages xénomorphes) (Pl. X, 4-5). La "mésostase", constituant des lits irréguliers et sub-parallèles (se déformant autour des cristaux tordus ou fracturés) donne aux roches leur nette orientation planaire. Nous notons enfin que, à proximité des grandes failles (quelque soit le système auquel elles appartiennent), les roches granitoïdes sont affectées par un phénomène cataclastique sensiblement différent de la blastomylonitisation qui vient d'être décrite. Les roches sont alors traversées par de petites fractures irrégulières recoupant à la fois les cristaux

bien développés et la "mésostase" et ne s'accompagnant d'aucune recristallisation.

2) **LES MINÉRAUX** : L'étude microscopique montre que l'ensemble des roches granitoïdes du Massif de Quérigut présente sensiblement toutes les mêmes associations minérales. Elles ne se distinguent donc que par les proportions relatives des minéraux et, dans les granodiorites et tonalites (septentrionales et méridionales) par l'apparition discrète d'amphibole. Ces diverses roches sont constituées de plagioclase (étant très généralement le minéral dominant) de feldspath alcalin (apparaissant sous deux formes cristallographiques : orthose et microcline) de biotite, de quartz et de minéraux accessoires (très subordonnés sauf dans les granitoïdes méridionaux).

a) Le plagioclase : Le plagioclase, minéral dominant dans la plupart des roches granitoïdes, apparaît sous plusieurs formes cristallines différentes.

Il se développe en premier lieu sous forme de cristaux isolés, bien développés à contours généralement sub-automorphes présentant un zoning plus ou moins important et complexe (Pl. X, 1-2-3). Il est également présent sous forme de plages polycristallines constituées de l'intrication de plusieurs cristaux bien développés présentant des contacts mutuels très xénomorphes. De plus, dans certains cas, ces associations (synneusis) affectent une forme automorphe. Les différents cristaux qui les composent sont également zonés. Il est à noter que cette forme cristalline, quoique présente dans l'ensemble des granitoïdes est plus répandue dans les granodiorites et les tonalites que dans les granites (1) (Pl. X-6). De plus, uniquement dans les granitoïdes méridionaux, le plagioclase apparaît sous forme de rares petits cristaux (xénomorphes, limpides et non zonés dans la mésostase finement cristallisée séparant les cristaux fracturés et déformés) (Pl. X-5). Enfin, le plagioclase est également présent, sous forme de cristaux généralement de petite taille et notablement corrodés, dans le feldspath alcalin (orthose ou microcline).

La structure interne des deux principales variétés de cristaux de plagioclase (cristaux isolés ou regroupés en synneusis) varie nettement suivant les différents types pétrographiques. Dans les granites septentrionaux (granite de Quérigut et les deux granites monzonitiques), la structure interne des cristaux de plagioclase est relativement simple se traduisant par l'existence d'un zoning généralement de faible amplitude, progressif et normal (cœur plus basique que les bordures). Parfois cependant, il apparaît de faibles récurrences de composition (Ech. S65). Dans le granite de Quérigut, la composition du plagioclase varie de An 20 à An 28 et de An 28 à An 41 dans les deux granites monzonitiques. De plus, autour de certains cristaux (quelque soit leur habitus) se développe une mince frange albitique (An 8 à 10) dans laquelle les macles polysynthétiques (de l'albite) sont généralement floues et même parfois absentes. Ces bordures se distinguent également par leur grande fraîcheur alors que le reste des cristaux, ainsi que nous le verrons par la suite, peut être notablement altéré (Pl. XI-1). Dans les granodiorites et les tonalites, la structure des cristaux de plagioclase devient sensiblement plus complexe. En effet la majorité des sections présente un zoning très marqué avec de notables récurrences de composition (qui peuvent dé-

(1) Une description détaillée de ces associations particulières de cristaux de plagioclase a été présentée par D. LAFFONT (1970) dans son mémoire de thèse se rapportant aux roches ignées de la partie orientale du Massif de Quérigut.

passer 10% d'An). De plus, au coeur de certains cristaux, le zoning prend un aspect particulier en taches à contours flous ("patchy zoning"). Enfin essentiellement dans les tonalites, ces taches peuvent nettement s'individualiser apparaissant alors sous forme de cristaux fortement corrodés (ayant parfois des orientations optiques différentes de celles des zones corticales) dont la composition est sensiblement plus basique que celle du reste du minéral (Pl. XI-2). Dans les granodiorites, la composition du plagioclase varie entre An 45 et An 29. Dans les tonalites, les zones corticales des cristaux de plagioclase évoluent entre An 43 et An 27 tandis que les coeurs basiques sont proches du Labrador (An 52 à 57). Dans l'ensemble des granitoïdes méridionaux (granites monzonitiques, granodiorites et tonalites), mis à part les petits cristaux de la mésostase, le plagioclase présente de façon quasi générale la même structure complexe que dans les tonalites précédentes. En effet, le zoning bien marqué avec des récurrences de composition (quoique d'intensité relativement faible dans les faciès monzonitiques) est constamment présent. D'autre part nous retrouvons, dans tous les types pétrographiques, des coeurs basiques très corrodés plus ou moins bien individualisés (se traduisant parfois uniquement sous forme d'un patchy zoning) (Pl. XI-3). La composition des zones corticales du plagioclase varie de An 25 à An 38 dans les granites monzonitiques, de An 27 à An 40 dans les granodiorites et de An 26 à An 42 dans les tonalites. Celle des coeurs basiques peut varier non seulement d'un faciès à l'autre mais également dans un même faciès suivant qu'il apparaît en cristaux bien individualisés (An 52 à An 61) ou en taches floues (An 45 à An 55). D'autre part, ainsi que nous l'avons noté au début de ce paragraphe, le plagioclase apparaît également, dans l'ensemble des granitoïdes méridionaux, sous forme de rares petits cristaux xénomorphes inclus dans la mésostase finement cristallisée. Cette variété de plagioclase est très peu zonée (An 28-32) (Pl. X-5). Nous notons enfin que les cristaux de plagioclase inclus dans le feldspath alcalin sont analogues aux autres plagioclases de la même roche.

Les inclusions dans les plagioclases diffèrent non seulement en fonction du faciès pétrographique mais également en fonction du type de cristallisation des plagioclases. Dans le granite de Quérigut et les 2 granites monzonitiques, les cristaux de plagioclase (isolés ou en synneusis) renferment très peu d'inclusions représentées essentiellement par des paillettes de biotite (qui présentent les mêmes caractères que ceux du fond de la roche). Dans les granodiorites et les tonalites, une nette différence apparaît entre les coeurs basiques et les zones corticales des cristaux de plagioclase. En effet les premiers semblent très pauvres en inclusions représentées par de rares et petites paillettes de biotite très colorée. Les secondes par contre peuvent renfermer plusieurs types d'inclusions. La biotite vient en premier lieu et apparaît sous deux habitus différents : soit en cristaux bien développés fortement teintés, soit en fines paillettes généralement de teinte pâle (brun jaune à vert pâle), ces dernières se localisant préférentiellement en bordure des cristaux (1). En plus de la biotite on observe quelques inclusions de hornblende en cristaux automorphes (dans les tonalites) et plus rarement de microcline (en sections très xénomorphes) et de quartz (en cristaux arrondis) (Pl. XI, 4-5). Enfin dans l'ensemble des granitoïdes méridionaux, nous distinguons les petits cristaux de plagioclase de la mésostase qui ne renferment aucune inclusion. Pour les autres cristaux, nous retrouvons la distinction, mise en évidence dans les granodiorites et les tonalites précédentes entre les coeurs

(1) Nous retrouvons, ainsi que nous le verrons dans le paragraphe suivant, les deux variétés de biotite présentes dans ces roches.

basiques semblant également sensiblement dépourvus en inclusion (mis à part quelques petites paillettes de biotite très colorée) et les zones corticales qui peuvent en renfermer. La biotite est alors le minéral dominant sous forme soit de paillettes isolées, bien colorées, soit en fines sections fréquemment automorphes de teinte pâle et localisées préférentiellement en bordure des cristaux de plagioclase. Ces paillettes peuvent parfois s'aligner suivant des lignes traversant entièrement un cristal de plagioclase. Il semble alors que l'on ait à faire à d'anciennes fractures dans lesquelles les cristaux de biotite se seraient développés et qui se seraient ultérieurement entièrement cicatrisés (Pl. XI-6). Comme autres inclusions, nous relevons la présence de quelques cristaux de hornblende (dans les faciès tonalitiques) et plus rarement de microcline et de quartz.

L'altération des cristaux de plagioclase suit deux voies distinctes. La première, qui peut apparaître dans tous les types de roches granitoïdes se traduit par une saussuritisation (développement de granules de clinozoïsite associés à des paillettes, parfois bien développées, de mica blanc). Les différentes variétés de plagioclase réagissent de façon sensiblement différente vis à vis de ce phénomène. En premier lieu dans les granites, le coeur des cristaux peut de façon plus ou moins importante être affecté par cette altération, par contre leur bordure albitique demeure très fraîche (Pl. XI-1). Dans les granodiorites, les tonalites et, de manière très générale les granitoïdes méridionaux, les coeurs basiques, même dans les échantillons les plus sains, sont très fréquemment saussuritisés (tandis que les zones corticales ne présentent aucune trace d'altération). Enfin les petits cristaux xénomorphes de la mésostase des granitoïdes méridionaux sont également très sains. Le second type d'altération apparaît en liaison avec le phénomène de décoloration des granitoïdes à proximité des failles longitudinales et transversales. Il se traduit par une séricitisation accompagnée d'une saussuritisation sous forme de fins granules de clinozoïsite. Les cristaux de plagioclase sont alors entièrement envahis par de fines paillettes micacées (rarement bien développées) et deviennent indéterminables (Pl. XII-1). Il est à noter que cette altération ne se limite pas aux roches franchement décolorées car elle peut se manifester de façon très sensible dans des granites apparemment sains (la biotite ne présentant aucune altération).

b) Le feldspath alcalin : Très généralement présent dans l'ensemble des roches granitoïdes du Massif de Quérigut mais en proportions variables, le feldspath alcalin apparaît sous deux formes cristallographiques distinctes : l'orthose et le microcline. L'orthose (à triclinicité nulle ou faible) n'est présente qu'au Nord du Massif dans une zone de faible extension. Elle passe progressivement vers le Sud à du microcline maximum qui représente de très loin la forme cristallographique dominante du feldspath alcalin. Cette évolution, que nous avons observée non seulement au microscope mais également par une étude aux Rayons X (les résultats sont présentés dans le chapitre consacré à la minéralogie), débute par le développement dans les cristaux d'orthose, de taches à contours flous présentant le quadrillage caractéristique du microcline (Pl. XII-2-3). Finalement, au Sud du granite de Quérigut, le microcline à triclinisme maximum est le seul feldspath alcalin présent (Pl. XII-4). La transformation semble d'autre part, être accélérée à l'approche des masses gabbro-dioritiques. En effet, dans les granodiorites qui ceinturent l'ensemble basique du Prat del Rey (au N.E. du Massif) le feldspath alcalin est représenté par du microcline.

(1) L'existence des deux variétés de feldspath alcalin dans le Massif de Quérigut constitue un élément important dans la reconstitution de son évolution pétrogénétique. Nous reviendrons sur ce problème dans le chapitre consacré à l'étude minéralogique.

L'orthose apparaît soit en cristaux bien développés (phénocristaux ou sections ayant une taille équivalente à celle des autres minéraux), soit en petites plages très xénomorphes interstitielles (Pl. XII-5). Les cristaux bien individualisés ne présentent cependant pas des contours automorphes, ils sont au contraire très irréguliers moulant les autres minéraux, sauf le quartz. Ils sont d'autre part très généralement maclés Carlsbad, alors que les petites plages xénomorphes ne le sont pas. L'orthose, quelle que soit sa forme de cristallisation n'est jamais limpide mais tend à être obscurcie par une très fine poussière brunnâtre indéterminable. Le minéral est peu perthitique, les perthites, constamment présentes, apparaissent en très fins fuseaux bien orientés cristallographiquement. L'orthose enfin peut renfermer en inclusion toutes les autres phases minérales : biotite, plagioclase et, dans ses bordures ^{du} quartz (en cristaux xénomorphes ou arrondis). Au contact avec le plagioclase, qu'il corrode légèrement, se développe dans ce dernier deux types de zones réactionnelles distinctes qui apparaissent sous forme soit d'une mince frange albitique, soit de très petits bourgeons de myrmékite (Pl. XII-3).

Le microcline présente comme l'orthose plusieurs formes cristallines. Il apparaît en effet en cristaux bien développés généralement maclés Carlsbad et moulant les autres phases minérales (phénocristaux ou sections ayant des tailles équivalents à celles des autres minéraux), soit en plages très xénomorphes non maclées. D'autre part, ainsi que nous l'avons noté précédemment, le microcline est présent (quoique très rarement) sous forme de petites sections très xénomorphes dans les zones corticales des plagioclases (des granodiorites, tonalites et des granitoïdes méridionaux). Il existe enfin en petits cristaux dans la "mésotase" des granitoïdes méridionaux. Si les cristaux bien individualisés représentent la forme cristalline dominante du microcline dans les granites septentrionaux (granite de Quérigut et les deux granites monzonitiques), par contre le minéral apparaît presque exclusivement en plages xénomorphes dans les autres granitoïdes (Pl. XII-6). Contrairement à l'orthose le microcline, quelle que soit sa forme cristalline, est très limpide (on observe une disparition rapide du trouble du feldspath durant le processus de microclinisation). Le microcline est relativement peu perthitique (les perthites apparaissent indifféremment en très fins fuseaux ou en flammèches très allongées), cependant nous notons que dans le granite de Quérigut les perthites sont plus fréquentes et mieux développées que dans les autres granitoïdes (Pl. XII-3). Enfin, comme l'orthose, le microcline sous ses diverses formes cristallines renferme très fréquemment en inclusion l'ensemble des autres phases minérales (plagioclase, biotite, quartz, et rarement hornblende). Au contact entre le microcline et le plagioclase (notablement corrodé surtout lorsqu'il apparaît en inclusion dans le premier) deux types de zones réactionnelles peuvent apparaître (parfois sur un même échantillon). Elles sont représentées par des bourgeons de myrmékite (qui localement envahissent tout le cristal de plagioclase) et de minces franges albitiques très limpides (Pl. XII, 4-6).

c) La biotite : Seul minéral ferro-magnésien présent dans les granites (granite de Quérigut et granites monzonitiques), la biotite demeure très dominante sur l'amphibole jusque dans les granitoïdes les plus basiques (tonalites). Elle apparaît dans l'ensemble de ces roches sous deux aspects différents. Elle se développe en premier lieu en grandes paillettes xénomorphes, notablement déchiquetées et fortement colorées (Pl. XIII, 1-2). Elle apparaît d'autre part en fins cristaux fréquemment sub-automorphes, ayant généralement une teinte plus pâle que les sections précédentes, et totalement dépourvues d'inclusion (Pl. XIII, 1-2). Ces deux variétés de biotite apparaissent en inclusion dans les zones corticales du plagio-

clase, le feldspath alcalin, la hornblende et le quartz.

Les grandes paillettes, qui constituent sensiblement la seule forme cristalline de la biotite dans les granites septentrionaux (sauf, ainsi que nous le verrons par la suite, dans les granites monzonitiques, constituant la bande localisée au Sud du granite de Quérigut, où le second type de biotite apparaît également : éch. S65) sont fréquemment déformées et parfois ployées (surtout dans les granitoïdes méridionaux). Sa teinte présente une nette dominante rouge dans les granites septentrionaux (brun rougeâtre à brun roux intense avec un fort pléochroïsme : brun jaune pâle suivant N_p) et devient sensiblement plus pâle dans les autres granitoïdes (brun jaune à brun roux moyen avec également un important pléochroïsme : jaune pâle suivant N_p). La nature et l'importance des inclusions que renferme cette variété de biotite varient sensiblement suivant le type pétrographique des roches auxquelles elle appartient. En effet, dans les granites septentrionaux les grands cristaux de biotite renferment relativement peu d'inclusions représentées par quelques petits cristaux automorphes de zircon (dont la taille semble croître vers la bordure des cristaux) d'apatite et plus rarement de sphène en très fins granules fortement colorés. Par contre, dans les autres granitoïdes (granodiorites, tonalites et ensemble des granitoïdes méridionaux), cette variété de mica est sensiblement plus riche en inclusions. En effet à côté du zircon et de l'apatite également présents en faible proportion, s'observe un très important développement de sphène soit en granules très fortement colorés en brun sombre, soit parfois en petits prismes automorphes et parfois de sagénite en fines aiguilles orientées cristallographiquement (Pl. XIII-1). Il est à noter que le sphène ne se répartit généralement pas de façon désordonnée dans la biotite, au contraire il tend à se rassembler en bordure des cristaux (constituant localement une limite entre ces cristaux et les fines paillettes micacées qui les bordent parfois). Cette variété de biotite présente deux types d'altération distincts. Le premier se traduit par le développement de chlorite (généralement prochlorite vert pâle) accompagnée de pistachite et de granules d'oxydes opaques ou brunâtres. Le potassium libéré durant cette altération ne s'exprime pas sous forme de fuseaux de feldspath potassique (suivant la réaction de Chayes). Cependant nous notons parallèlement une notable saussuritisation du plagioclase (zones corticales) avec la présence de paillettes de mica blanc (parfois bien développées) qui peuvent ainsi résulter de la recristallisation, sensiblement in situ, du potassium. Le second type apparaît essentiellement dans les granites décolorés à proximité des grandes failles longitudinales et transversales (système III - III'). Nous observons alors une muscovitisation complète de la biotite. Le mica blanc ainsi apparu renferme, dans ses clivages des granules d'hydroxydes brunâtres (Pl. XII-1). Cette variété de biotite peut exister en inclusion dans toutes les autres phases minérales, en paillettes de taille plus réduite que les cristaux du fond des roches. Les contacts entre la biotite et la hornblende sont généralement très tranchés, cependant localement le mica prend une texture micrographique très particulière (en association avec des vermicules de quartz et semble alors nettement corroder l'amphibole) (Pl. XIII-3).

Les fines paillettes représentant le second type de cristallisation de la biotite sont localisées de façon différente suivant les roches dans lesquelles elles apparaissent. Dans les granodiorites et les tonalites septentrionales (et à un moindre degré dans la bande sud des granites monzonitiques septentrionaux), ces paillettes constituent essentiellement une frange autour des gros cristaux de biotite (avec fréquemment une mince couronne de sphène entre les deux) (Pl. XIII-1) et la majeure partie du mince ciment cloisonnant les autres minéraux (principale-

ment le plagioclase). Par contre dans l'ensemble des granitoïdes méridionaux, ces paillettes, fréquemment sub-automorphes, apparaissent dans la "mésostase" inter-cristalline (Pl. XIII-2). Cette variété de biotite a généralement une teinte sensiblement plus pâle que les phénocristaux (brun jaune moyen à vert pâle). D'autre part, elle ne renferme aucune inclusion et ne présente pas d'altération notable. Elle est également présente en inclusion dans les autres phases minérales se localisant cependant de manière préférentielle en bordure des cristaux. De plus, dans le plagioclase, elle apparaît en paillettes alignées représentant vraisemblablement le remplissage de fractures entièrement cicatrisées. Cette variété de biotite présente parfois un aspect très particulier. En effet, très localement (dans les granodiorites et les tonalites septentrionales) les petites sections, regroupées en amas xénomorphes, ont des contours très persillés et peuvent renfermer de très fins granules de quartz (le mica tend ainsi à acquérir un aspect micrographique ou myrmékitique particulier). On observe parfois dans ces nodules quelques sections de hornblende très corrodées.

d) La hornblende : Totalelement absente dans les faciès granitiques francs aussi bien septentrionaux et centraux que méridionaux (sauf apparition discrète dans la zone de contact nord avec les calcaires dévoniens) la hornblende se développe sporadiquement essentiellement dans les granodiorites et les tonalites (centrales et méridionales) et son importance demeure très subsidiaire par rapport à la biotite.

La hornblende apparaît sous deux formes cristallines principales distinctes. En effet, elle se développe essentiellement en cristaux isolés plus ou moins importants et fréquemment sub-automorphes (Pl. XIII-4). D'autre part, quoique très rarement, elle constitue de petits amas formés de l'intrication de petits cristaux généralement xénomorphes parfois frangés de paillettes de biotite (Pl. XIII-5). La hornblende peut enfin apparaître en petits cristaux sub-automorphes en inclusion dans les zones corticales du plagioclase. Cependant, malgré leur différence d'habitus, ces variétés de hornblende apparaissent sensiblement identiques du point de vue de leurs caractères optiques (couleur, angle des axes optiques) et des inclusions qu'elles renferment.

La teinte généralement jaune verdâtre moyen (nettement pléochroïque vert pâle suivant N_p) évolue parfois, au coeur des cristaux vers un brun vert moyen. Cependant, le coeur des cristaux (uniquement les cristaux isolés) se décolore progressivement et se charge alors de glomérules de quartz soit xénomorphes, soit arrondis (Pl. XIII-6). Malgré ces variations notables, les propriétés optiques de la hornblende demeurent sensiblement constantes ($2V \wedge N_p$ varie de 68° à 72° et $Ng \wedge c$ de 16° à 18°).

La hornblende (sous forme de cristaux isolés ou de plages polycristallines) renferme très fréquemment des cristaux de biotite appartenant aux deux types décrits précédemment. On observe en effet à la fois des paillettes de mica bien développées, xénomorphes et fortement teintées (présentant les mêmes caractères que les grands cristaux du fond de la roche) et de fines sections sub-automorphes, peu teintées (brun jaune à vert pâle) identiques aux petites paillettes présentes dans les roches (Pl. XIII-4). Comme autres inclusions, l'amphibole renferme quelques petites sections de minéraux accessoires (apatite, zircon et plus rarement sphène et minerais en fins granules).

Les contacts entre l'amphibole et la biotite, quoique généralement très francs et sans zone réactionnelle, présentent parfois un caractère particulier. En effet, ainsi que nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, la biotite (à la fois en grands cristaux et en fines paillettes) qui acquiert localement une

texture micrographique (en association avec du quartz) semble alors corroder notablement la hornblende (qui peut ne subsister que sous forme de petits fragments épars).

e) Le quartz : Le quartz demeure un minéral très important dans l'ensemble des granitoïdes jusqu'aux tonalites (où il représente environ 20% des phases minérales). Il est présent dans les roches sous plusieurs formes cristallines différentes. Il apparaît en majeure partie sous forme de grandes plages très xénomorphes moulant de façon systématique toutes les autres phases minérales. Ces plages, mono ou polycristallines, sont généralement très limpides et fréquemment notablement cataclasées (alors que les autres minéraux peuvent ne présenter ni déformation, ni fracturation). Ce phénomène est surtout marqué dans les granitoïdes méridionaux (granites monzonitiques, granodiorites et tonalites) où les plages de quartz, entièrement granulées, tendent à acquérir un habitus fusiforme. Ces grandes plages de quartz peuvent renfermer en inclusion l'ensemble des autres phases minérales (quelle que soit leur forme de cristallisation) : du plagioclase (où les deux générations sont représentées), de la biotite (en cristaux colorés et en fines paillettes), du feldspath alcalin (orthose ou microcline), plus rarement de la hornblende (dans les tonalites) et, essentiellement dans les granitoïdes méridionaux, des minéraux accessoires (apatite, sphène et clinozoïsite).

D'autre part, dans les granitoïdes méridionaux, le quartz en petits cristaux xénomorphes et engrenés constitue la majeure partie de la "mésostase" séparant les différents minéraux (ou cicatrisant leurs fractures). Ces cristaux sont très limpides et étant donné leur taille, ne renferment aucune inclusion (Pl. XIV-1).

Le quartz existe enfin sous forme de petits glomérules au coeur de la hornblende ou de petits cristaux généralement arrondis (parfois sub-automorphes) dans les bordures des cristaux de feldspaths (plagioclase et surtout feldspath alcalin sous sa forme triclinique).

f) La muscovite : Très peu représentée dans l'ensemble des roches granitoïdes, la muscovite apparaît généralement comme un minéral très tardif (plus ou moins lié à des phénomènes d'altération). Elle est en effet associée soit à la clinozoïsite dans le plagioclase (coeurs basiques ou zones corticales), soit plus rarement à la biotite.

Dans le plagioclase, la muscovite apparaît sous forme de petites paillettes limpides et très xénomorphes. Dans les roches notablement altérées, son développement notable est peut-être, ainsi que nous l'avons dit précédemment, lié à la libération du potassium de la biotite lors de sa chloritisation.

La muscovite associée à la biotite (mis à part le phénomène de muscovitisation dans les granites décolorés) n'est présente de façon notable en paillettes bien développées (quoique très rares) que dans le granite de Quérigut. D'autre part, elle apparaît également en fines paillettes xénomorphes associées aux petites sections de biotite, avec parfois des passages progressifs entre les deux minéraux, dans les granodiorites, les tonalites et surtout les divers types de granitoïdes méridionaux. Ces divers types de cristaux présentent fréquemment une coloration brun pâle dans leurs clivages.

g) Les minéraux accessoires : Très peu abondants et apparaissant généralement en petites inclusions dans la biotite, dans les granites septentrionaux (granite de Quérigut et granites monzonitiques), les minéraux accessoires deviennent plus abondants dans les granodiorites et les tonalites et prennent finalement une importan-

ce notable dans les granitoïdes méridionaux.

α) *L'apatite* : Sous forme de cristaux automorphes parfois aciculaires, l'apatite est présente de façon constante dans les grandes paillettes de biotite. Elle apparaît d'autre part en inclusion dans les zones corticales du plagioclase, le quartz et l'amphibole (des granodiorites, tonalites et surtout des granitoïdes méridionaux) (Pl. XI-4 et XIII-4).

β) *Le zircon* : Nettement moins abondant que l'apatite, le zircon se localise très généralement dans les minéraux ferro-magnésiens (biotite en grands cristaux et hornblende). Il est à noter que la taille des cristaux de zircon est d'autant plus importante qu'ils sont plus proches des bordures des sections de biotite.

γ) *Le sphène* : Sensiblement absent dans les granites, le sphène, sous forme de granules très colorés ou plus rarement de petits cristaux sub-automorphes, prend une importance notable dans les grands cristaux de biotite des granodiorites et des tonalites (à proximité des bordures de ces cristaux) (Pl. XIII-1). Il constitue d'autre part des cristaux bien développés, parfois sub-automorphes, dans la mésostase des granitoïdes méridionaux (Pl. XIV-1).

δ) *L'allanite* : Constamment présente quoique très rare dans tous les granitoïdes, l'allanite apparaît sous forme de cristaux fréquemment sub-automorphes très colorés (brun rougeâtre à brun sombre) fortement zonés et souvent frangés de clinozoïsité incolore (Pl. XIV-2).

ε) *La clinozoïsité et la pistachite* : Ces deux minéraux apparaissent, en petits granules ou en plages xénomorphes, comme produits d'altération du plagioclase et de la biotite. Ils se développent d'autre part de façon notable, en sections également très xénomorphes, dans la mésostase des granitoïdes méridionaux (Pl. XIV-2).

η) *Les minerais* : Sous forme de cristaux xénomorphes et de très petite taille, les minerais sont très peu abondants dans l'ensemble des roches granitoïdes. Ils sont représentés par de l'ilménite (fréquemment frangée de leucoxène) et plus rarement de la magnétite, toutes deux incluses dans les minéraux ferro-magnésiens.

3) **ORDRE DE CRISTALLISATION** : A partir des relations mutuelles entre les phases minérales, nous allons tenter de reconstituer l'ordre de cristallisation des différents types de roches granitoïdes. Dans cet ensemble, nous distinguons deux groupes pétrographiques qui présentent des caractéristiques assez nettement différentes.

Dans le premier, constitué par les granites septentrionaux (granite de Quérigut et les deux granites monzonitiques), les phases minérales et les relations qu'elles présentent entre elles semblent relativement simples. En effet, nous n'avons observé dans ces roches, qu'une seule génération de plagioclase (qui peut cependant présenter une structure interne assez complexe avec notamment un zoning à récurrences) et de biotite. Nous pouvons alors en déduire un ordre de cristallisation approximatif :

La biotite (peut être précédée ou accompagnée de minéraux accessoires : apatite et zircon) apparaissant en inclusion dans les autres phases minérales, a vraisemblablement commencé à cristalliser en premier. Elle a été suivie par le plagioclase (en cristaux isolés ou en synneusis) dont le zoning traduirait l'existen-

ce de conditions de cristallisation relativement complexes. Le feldspath alcalin qui s'est ensuite développé (en cristaux de taille variable) a dû cristalliser de façon primaire sous la forme d'orthose. La cristallisation principale se serait enfin achevée par la cristallisation du quartz en grandes plages xénomorphes (et peut être alors d'un peu d'albite frangeant les cristaux de plagioclase). Postérieurement dans les conditions soit tardives, soit liées à une autre phase, l'évolution se serait poursuivie (avec une intensité croissante à la fois du Nord au Sud du Massif et à l'approche des masses gabbro-dioritiques) sous forme d'un réarrangement structural du feldspath alcalin (1) (apparition progressive de microcline aux dépens de l'orthose primaire).

Par contre, les phases cristallines et leurs relations mutuelles apparaissent sensiblement plus complexes, avec une intensité croissante depuis les granodiorites, les tonalites jusqu'aux granitoïdes méridionaux dans leur ensemble. Il est à noter que cette complexité peut déjà apparaître dans les granites monzonitiques septentrionaux (notamment dans ceux qui constituent la bande localisée au Sud du granite de Quérigut). Ceci se manifeste par l'apparition progressive d'au moins deux générations distinctes de plagioclase et de biotite et d'autre part le développement d'un peu de hornblende. Ainsi les relations entre les phases minérales sont fréquemment difficiles à établir. Avant de proposer un ordre de cristallisation, il est nécessaire de rechercher une solution à plusieurs problèmes importants.

Le premier concerne les relations chronologiques entre les deux générations de plagioclase et de biotite. Dans les granodiorites et tonalites septentrionales, la première génération de plagioclase (coeurs basiques) est vraisemblablement précoce car elle ne renferme quasiment pas d'inclusion des autres phases minérales. Cependant, comme nous avons observé quelques rares petites paillettes de biotite fortement colorée dans ces coeurs basiques, il est vraisemblable d'admettre que la première génération de mica a commencé alors à apparaître. Lors du développement de la seconde génération de plagioclase (zones corticales corrodant les coeurs basiques), il est impossible de dire en toute certitude si la première génération de biotite continuait ou non à cristalliser. Par contre la seconde génération de biotite (en fines paillettes peu colorées), également présente, en cristaux isolés ou en frange autour des inclusions de biotite de 1ère génération, dans les zones corticales du plagioclase, s'est très vraisemblablement développée en même temps que ce dernier. D'après ces diverses relations, nous sommes conduits à admettre deux temps de cristallisation distincts. Durant le premier se seraient développés un plagioclase (subsistant sous forme de coeurs basiques corrodés) et une biotite (constituant les grands cristaux xénomorphes fortement colorés en brun jaune). Le second se marquerait par l'apparition synchrone des zones corticales du plagioclase et des fines paillettes de mica. Nous reviendrons ultérieurement (dans les chapitres consacrés à l'étude minéralogique et à la typologie des roches granitoïdes) sur l'origine du phénomène responsable de cette dualité de cristallisation.

Dans les granitoïdes méridionaux (granites monzonitiques, granodiorites, tonalites), les coeurs basiques, constamment présents, sont également primaires et

(1) Nous aborderons le problème de cette évolution particulière à la fin de notre étude minéralogique et dans le chapitre consacré à la typologie des roches ignées.

ont été vraisemblablement accompagnés par le développement (au moins *pro-parte*) de la biotite en grands cristaux. Par contre, les fines paillettes de biotite secondaire ont cristallisé jusque dans un stade très tardif puisqu'on les observe peu ou pas déformées dans la "mésostase" intercristalline. Mais cette génération de biotite apparaît déjà dans les zones corticales du plagioclase, soit en inclusion, soit en remplissage de fractures entièrement recristallisées. Il faut donc admettre que la cristallisation de la seconde génération de biotite commencée en même temps que celle des grands plagioclases se poursuit durant la cataclase en même temps que celle des petits cristaux de plagioclase de la mésostase. Les relations entre les deux générations de biotite présentent d'autre part un caractère remarquable. En effet dans les cristaux primaires et se localisant généralement à leur bordure, se développe de façon quasi systématique du sphène (soit en granules fortement colorés, soit en petits cristaux sub-automorphes) qui est totalement absent dans les fines paillettes secondaires. Ce sphène qui a dû cristalliser de façon sensiblement synchrone avec la seconde génération de mica, trouve vraisemblablement le titane nécessaire dans les cristaux de biotite primaire. Ce phénomène est peut-être à l'origine de la variation de teinte notée entre les biotites des granites (brun rougeâtre à brun roux sombre) et celles des granodiorites, des tonalites et de tous les granitoïdes méridionaux (brun jaune à brun roux moyen).

Un autre problème concerne l'ordre d'apparition de la hornblende. Ce minéral renferme en inclusion les deux générations de biotite, d'autre part il est présent (en petits cristaux sub-automorphes) dans les zones corticales du plagioclase. Ceci nous conduit à admettre que l'amphibole sous ses diverses formes cristallines se serait développée relativement tardivement, durant la seconde phase de cristallisation définie précédemment. Nous avons observé d'autre part, dans les cristaux de hornblende des textures particulières (coeurs décolorés riches en glomérules de quartz, nodules polycristallins) identiques à celles que nous avons décrites dans les amphiboles des gabbros et diorites quartzifères. Pour ces dernières, ces textures particulières nous ont permis de poser le problème de l'origine (du moins partiellement) secondaire de l'amphibole par rapport à une phase pyroxénique primaire. Dans le cas des roches granitoïdes, une telle origine ne peut être retenue sans de grandes réserves car nous n'avons jamais observé de restes de pyroxène.

Compte tenu des différentes observations précédentes, il est possible de définir pour les granodiorites et les tonalites septentrionales et pour l'ensemble des granitoïdes méridionaux (granites monzonitiques, granodiorites et tonalites) deux temps de cristallisation distincts :

La première semble essentiellement caractérisée par le développement d'un plagioclase primaire (subsistant sous forme de coeurs corrodés à limites nettes ou floues) et d'une première génération de biotite (en grandes paillettes xénomorphes fortement colorées).

La seconde verrait le développement d'une seconde génération de plagioclase (zones corticales) et, de manière sensiblement simultanée ou successive, d'une seconde phase biotitique (en fines paillettes peu colorées) et de hornblende (de façon sporadique dans les granodiorites et les tonalites septentrionales et méridionales), puis de feldspath alcalin (microcline) et de quartz. Il est à noter que le feldspath alcalin et le quartz, étant parfois présents en inclusion dans les zones corticales du plagioclase, ont dû commencer à cristalliser sensiblement en même temps que cette phase minérale. D'autre part, l'aspect particu-

lier présenté par les granitoïdes méridionaux (présence d'une foliation constante) semble pouvoir être expliqué par le fait que cette seconde phase de cristallisation se serait déroulée, du moins partiellement, dans des conditions syntectoniques.

Ainsi le passage des granites septentrionaux (granite de Quérigut et les 2 granites monzonitiques) à la fois aux granodiorites puis aux tonalites et aux granitoïdes méridionaux se traduit (en plus des variations minéralogiques) par l'apparition progressive de deux temps de cristallisation distincts. Nous rechercherons l'origine de ce phénomène dans le chapitre consacré à la typologie des ensembles ignés.

4) COMPOSITIONS MODALES DES DIFFERENTS ENSEMBLES DE ROCHES GRANITOÏDES : Pour chaque ensemble de roches granitoïdes, nous avons reporté (tableau II) non seulement les compositions modales des échantillons témoins mais également les valeurs moyennes calculées à partir de plusieurs échantillons.

Afin de bien mettre en évidence les caractéristiques pétrographiques des différents types distingués, nous avons reporté, à la fois dans le diagramme de classification minéralogique de A. STRECKEISEN (1968) : Q - P - A et dans le diagramme Q - A - C - P, les points représentatifs des échantillons témoins et des compositions moyennes (fig. 10, 11).

L'examen de ces deux représentations graphiques met en lumière plusieurs caractères importants.

Le granite de Quérigut, se localisant dans la famille des monzogranites (1) (fig. 10) se distingue très nettement des autres roches granitoïdes du Massif (et notamment des granites monzonitiques) par sa pauvreté relative en plagioclase et biotite et, au contraire, sa richesse en feldspath alcalin (fig. 10).

Les deux granites monzonitiques septentrionaux (porphyroïde et normal) sont sensiblement identiques, se regroupant dans une aire de dispersion localisée à cheval sur la ligne séparant le domaine des monzogranites et des granodiorites (fig. 10, 11).

Les granodiorites et les tonalites septentrionales (2) se localisent chacune au coeur des domaines de dispersion des termes correspondants dans la classification de A. STRECKEISEN (fig. 10, 11). D'autre part, les échantillons ne se dispersent pas dans les deux diagrammes au hasard et les points correspondant à leurs compositions moyennes constituent avec ceux des granites monzonitiques auxquels ils sont associés, un net alignement (fig. 10, 11).

(1) Ainsi selon la terminologie de A. STRECKEISEN, le granite de Quérigut appartiendrait au groupe des granites monzonitiques et non à celui des granites sensu-stricto appelés également syénogranites.

(2) La classification de nos échantillons en trois ensembles pétrographiques (granites monzonitiques, granodiorites et tonalites) a été basée sur la proportion relative du feldspath alcalin par rapport aux autres phases minérales. Nous avons classé comme granodiorite les échantillons renfermant de 15 à 5% de feldspath alcalin et comme tonalite ceux qui en contiennent moins de 5%. Le même critère de classification a été retenu pour les granitoïdes méridionaux.

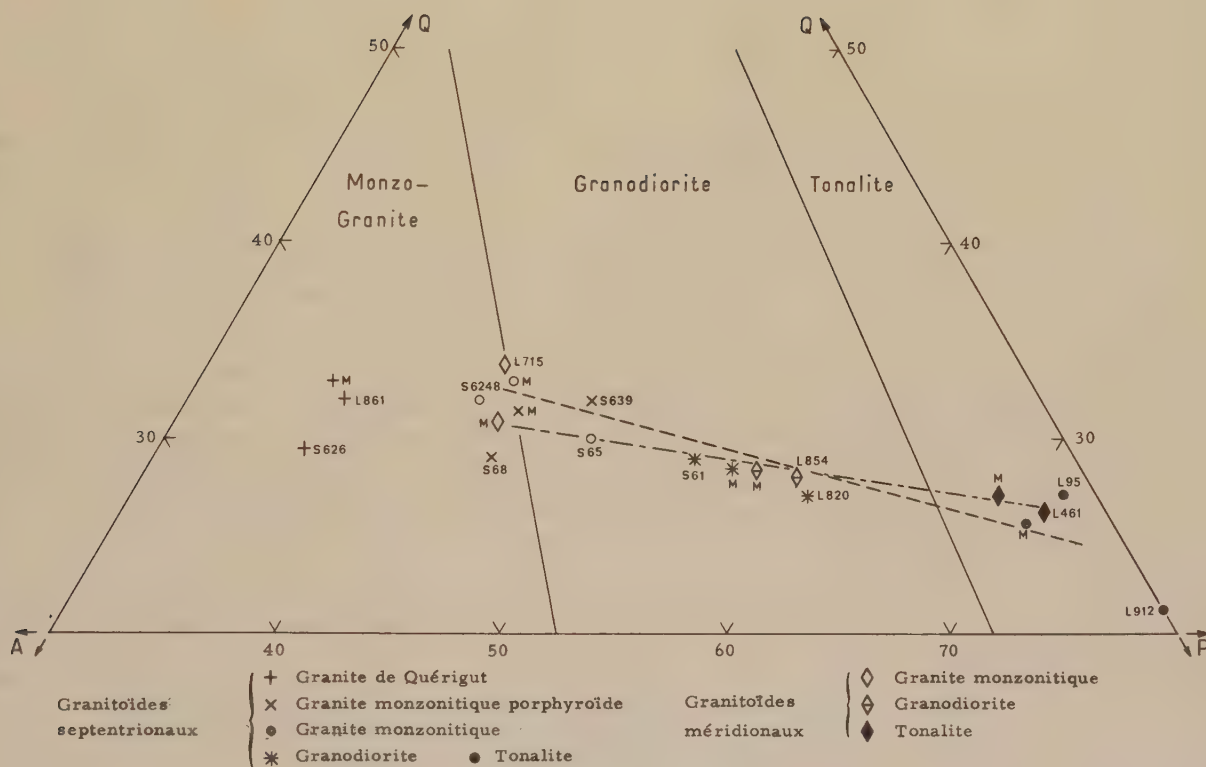


Fig. 10 - Diagramme minéralogique de A. Streckeisen (1968) partiel.
Localisation des roches granitoïdes du Massif de Quérigut.

	Granite de Quérigut			Granite monzonitique porphyroïde			Granite monzonitique		
	S626	L861	M (6)*	S639	S68	M (8)	S6248	S65	M (12)
Quartz	28	30	31	28	26	28	29	26	28
Feldspath alcalin	32	29	30	17	23	21	23	18	20
Plagioclase	35	34	34	41	41	40	39	44	38
Biotite	4,5	6,5	4,5	13	9	10	8	11	13
Minéraux accessoires	0,5	0,5	0,5	1	1	1	1	1	1
Indice de coloration	5	7	5	14	10	11	9	12	14
% An	24-27	22-28	20-28	30-41	25-39	28-41	31-39	35-41	30-41

	Granodiorites			Tonalites			Granitoïdes méridionaux					
	S61	L820	M (7)	L95	L912	M (9)	L715 ^I	M (9)	L854 ^{II}	M (7)	L461 ^{III}	M (11)
Quartz	25	23	24	21	16	20	29	27	22	22	18	19
Feldspath alcalin	15	11	13	1	-	3	20	20	10	11	2	3
Plagioclase	46,5	50	47	55	59	55	37	37	46	44	49	48
Biotite	12	14	14	20	9	16	12	13	20	20	22	23
Hornblende	-	-	1	-	13,5	4	-	-	-	1	6	3
Accessoires	1,5	2	2	3	2,5	2	2	3	2	3	3	4
Indice de coloration	13,5	16	16	23	25	22	14	16	22	23	31	30
% An coeurs	45	44	45	55	57	52-59	40	45	48	45-55	51	48-61
Zones corti- cales	32-39	29-38	24-40	28-40	32-42	27-43	26-35	25-38	29-36	27-40	31-42	26-42

Tableau II : Composition modale des échantillons témoins et compositions moyennes des différents types de roches granitoïdes du Massif de Quérigut - Indices de coloration et composition des phases plagioclasiques. Dans l'ensemble des granitoïdes méridionaux : I granites monzonitiques II granodiorites - III Tonalites -

* Nombre d'échantillons sélectionnés pour calculer les compositions moyennes

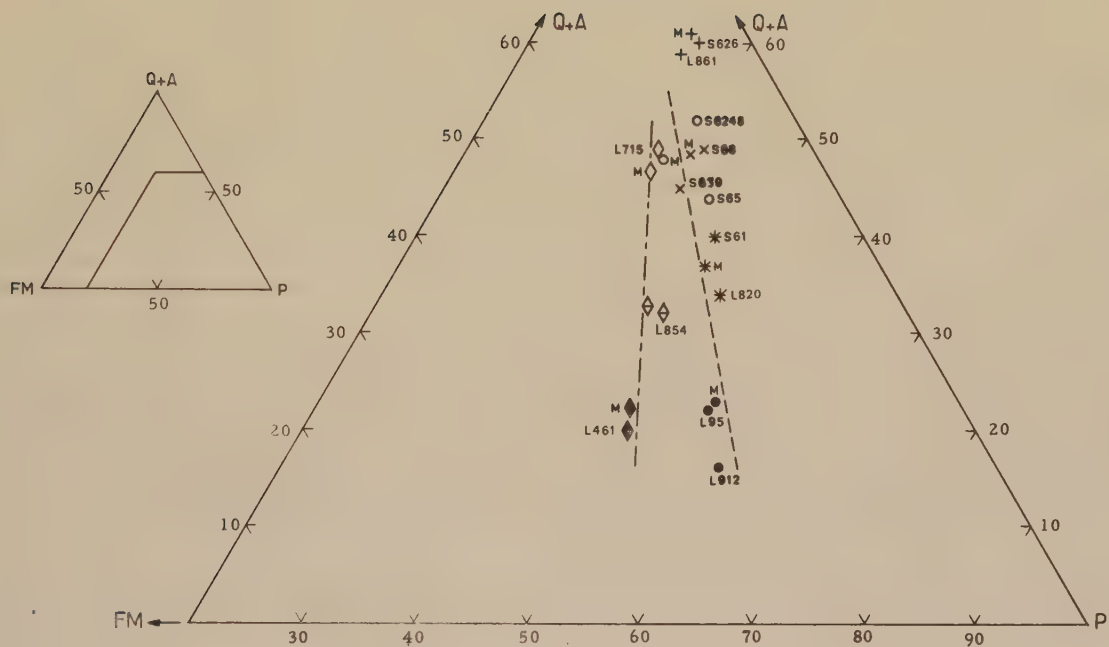


Fig. 11 - Diagramme minéralogique : Q + A (Quartz + Feldspath alcalin) - P (Plagioclase)
 FM(Biotite + minéraux accessoires + Hornblende)

Localisation des échantillons témoins et des compositions moyennes des différents ensembles de roches granitoides du Massif de Quérigut.

Même légende que fig. 10

Les trois termes principaux constituant l'ensemble des granitoïdes méridionaux (granite monzonitique, granodiorite, tonalite) se regroupent sensiblement avec leurs équivalents septentrionaux. Ils semblent cependant s'en distinguer par leur proportion légèrement supérieure en minéraux ferro-magnésiens (indice de coloration supérieur), la différence étant plus marquée dans les termes tonalitiques que dans les termes monzonitiques (fig. 11). Enfin des points représentatifs de leurs compositions moyennes s'alignent approximativement suivant un axe proche du précédent (se caractérisant par une variation progressive identique des proportions des phases minérales) mais décalé en direction du pôle des minéraux colorés.

IV - CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GRANITOIDES

Les roches granitoïdes qui constituent la majeure partie du Massif de Quérigut se subdivisent en plusieurs ensembles distincts sous l'action de changements importants de leurs propriétés pétrographiques et minéralogiques.

Dans les granitoïdes septentrionaux, le granite de Quérigut (appartenant au groupe des monzogranites) forme une entité bien individualisée, distincte des autres types granitiques par sa richesse en feldspath potassique. Les deux granites monzonitiques, présentant les mêmes compositions minéralogiques, appartiennent à une même unité. Ils ne se distinguent en fait que par le faciès du feldspath alcalin, en phénocristaux dans le faciès porphyroïde. A l'approche des masses gabbro-dioritiques, les granites monzonitiques (1) passent à des termes progressivement plus basiques (granodioritiques et tonalitiques). La lignée pétrographique ainsi définie est marquée par une variation importante des proportions des phases minérales (décroissance du quartz et surtout du feldspath alcalin, augmentation des phases plagioclasiques, de la biotite à laquelle s'adjoint parfois de la hornblende et des minéraux accessoires).

Dans les granitoïdes septentrionaux, il a été possible de définir trois types pétrographiques distincts (granite monzonitique, granodiorite, tonalite) qui, tout en se distinguant de leurs équivalents septentrionaux par l'existence quasi-constante d'une foliation (d'origine blastomylonitique) présentent les mêmes caractéristiques pétrographiques et minéralogiques. Ils constituent ainsi une série ignée très proche de la précédente mais décalée avec une plus grande richesse en minéraux colorés : biotite, accessoires et parfois hornblende.

Les relations entre les phases minérales de ces diverses roches granitoïdes permettent de définir des ordres approximatifs de cristallisation des minéraux. Ces ordres, apparemment simples dans les granites septentrionaux (granite de Quérigut et granites monzonitiques) deviennent de manière transitionnelle, nettement plus complexes dans les granodiorites, les tonalites et l'ensemble des granitoïdes méridionaux. En effet, dans les premiers, l'ordre de cristallisation peut être défini par la succession chronologique de la biotite (accompagnée ou précédée de quelques minéraux accessoires), du plagioclase, du feldspath alcalin (probablement sous forme d'orthose) et enfin du quartz (auquel s'ajoute dans le granite de Quérigut un peu de muscovite). La cristallisation de ces roches s'est achevée par la réorganisation structurale du feldspath alcalin (transformation orthose → microcline). Ce phénomène dont l'intensité croît du Nord vers le Sud du Massif semble

(1) Le granite de Quérigut présente des changements tout à fait comparables à l'approche des masses basiques.

s'être déroulé sans bouleversement notable de la structure des roches (la forme des cristaux primaires étant conservée). Dans le second groupe, l'histoire de cristallisation se modifie progressivement avec l'apparition de deux temps assez nettement distincts. Durant le premier se serait principalement développée une première génération de plagioclase (subsistant sous forme de coeurs très corrodés, basiques, à contours flous ou tranchés) et de biotite (en grandes paillettes xénomorphes fortement colorées). Au cours du second serait apparue (de manière consécutive ou successive) une deuxième génération de plagioclase (constituant les zones corticales des cristaux) et de biotite (en fines paillettes généralement peu teintées), de la hornblende (surtout dans les tonalites), puis du feldspath alcalin (microcline en cristaux interstitiels xénomorphes) enfin du quartz. Précédemment ou au cours de cette seconde étape de cristallisation, les minéraux de première génération ont été partiellement destabilisés : le plagioclase est fortement corrodé et la biotite libérerait une partie de son titane recristallisant alors sous forme de sphène. La texture particulière (blastomylonitique) de l'ensemble des granitoïdes méridionaux a pu, de façon plausible, être reliée à l'action, durant l'étape finale de cristallisation d'une phase tectonique importante.

Avant de clore ce chapitre, il nous paraît important de poser dès à présent le problème de l'origine des roches granodioritiques et tonalitiques du Massif de Quérigut.

Dans la partie septentrionale du Massif, les granodiorites et les tonalites, associées de façon systématique aux formations gabbrodioritiques (en masses importantes ou en enclaves) et tout en se distinguant très nettement de ces dernières, ont quelques caractères pétrographiques communs. En effet, elles renferment également une double génération de plagioclase et un peu de hornblende (qui serait peut-être tardive par rapport à la biotite). Cette convergence tendrait ainsi à promouvoir l'hypothèse selon laquelle les granodiorites et les tonalites résulteraient d'une contamination mutuelle et progressive entre les roches gabbrodioritiques et les granites (D. Laffont, 1971).

Pour les granitoïdes méridionaux dont les termes principaux (granite monzonitique, granodiorite, tonalite) s'alignent suivant une série très comparable à la précédente, une telle hypothèse ne saurait être retenue. En effet, quelles que soient leurs compositions, ces roches présentent toutes (à un degré plus ou moins marqué) une double génération de plagioclase. D'autre part, les termes tonalitiques et granodioritiques (très dominants) ne sont pas (de façon systématique) associés aux formations gabbrodioritiques.

Comme les deux séries ignées montrent des caractéristiques très voisines, il est peu plausible d'admettre qu'elles pouvaient résulter de l'action de deux processus pétrogénétiques fondamentalement différents. A la lumière des études géochimiques, minéralogiques et géochronologiques suivantes, nous reprendrons ce problème dans le chapitre consacré à la typologie des roches ignées.

LES FORMATIONS FILONIENNES ACIDES ET BASIQUES

Granite à 2 micas - aplites - granophyres - plagiaplites
microgranites à biotite - dolérites

INTRODUCTION : Les formations filoniennes, relativement peu abondantes, apparaissent tardives dans l'histoire évolutive du Massif de Quérigut car elles peuvent, indifféremment recouper à la fois les roches granitoïdes et les ensembles gabbrodioritiques décrits précédemment. Parmi la grande variété de filons observés, nous avons distingué deux grands ensembles : les filons acides et les filons basiques.

Les filons acides forment un ensemble très hétérogène dans lequel plusieurs types pétrographiques s'individualisent nettement. Ils sont représentés par des granites à deux micas, des aplites, des granophyres, des plagiaplites (très rares), des pegmatites (riches en tourmaline) et enfin, quoique présentant des caractères particuliers, des microgranites à biotite.

Les filons basiques, nettement moins représentés que les précédents, constituent par contre, un groupe pétrographique plus homogène. Ils sont en majeure partie représentés par des dolérites à grain fin (se rapprochant parfois du groupe des lamprophyres).

I - CARACTERES MACROSCOPIQUES - LOCALISATION - EXTENSION - RAPPORTS AVEC LES AUTRES ROCHES IGNEES

Dans ce paragraphe, après avoir défini les caractères macroscopiques des différentes formations filoniennes, nous présenterons successivement leur localisation, leur extension et leurs rapports avec les autres roches ignées. D'autre part, nous avons également sélectionné, en vue d'illustrer cette présentation pétrographique, des échantillons témoins représentatifs des diverses familles de roches filoniennes. Ces échantillons, dont la localisation et les caractères principaux sont regroupés en annexe, serviront également lors des études géochimiques et minéralogiques.

1) LES FILONS ACIDES

a) Les granites à deux micas (Ech. S5200 (1) et L677, Pl. XIV-3-4). : Relativement bien représentés dans l'ensemble du Massif (aussi bien dans la zone septentrionale et centrale que dans la zone méridionale), les granites à deux micas sont des roches très généralement de teinte claire (blanc crème à beige clair) à grain variable (0,1 à 2 mm) pouvant renfermer quelques cristaux feldspathiques (essentiellement plagioclasiques) mieux cristallisés (2 à 4 mm). Dans un fond quartzo-feldspa-

(1) L'échantillon S5200 provient d'un gros filon de granite à 2 micas renfermant des cocardes de tourmaline, traversant le long de la route D16 le granite monzonitique porphyroïde septentrional.

L'échantillon L677 représente un filon métrique sans tourmaline recoupant une granodiorite méridionale.

thique indiscernable, on observe de fines paillettes xénomorphes de biotite (brun mat) et de muscovite (à éclat nacré). Ces roches renferment fréquemment de la tourmaline qui apparaît en petits cristaux soit isolés et disséminés, soit regroupés en nodules arrondis (dont la taille peut atteindre 3 à 4 cm de diamètre). Ces nodules sont entourés d'une frange hololeucocrate dont la puissance varie de 0,5 à 2 cm (cette association prend un aspect de cocarde). Dans cette frange, la biotite est complètement absente et les feldspaths sont blancs (tandis qu'ils présentent fréquemment une pigmentation jaune à ocre) (Pl. XIV, 3-4).

De manière très générale, les granites à deux micas se présentent en filons de puissance variable (0,5 à une dizaine de mètres) ayant des contacts très nets (sans phénomènes réactionnels visibles) avec les roches ignées qu'ils recoupent (de très nombreux exemples de ces filons peuvent s'observer le long des routes N118 et D16). Ces granites apparaissent également, quoique plus rarement, en masses à allure stratiforme constituant le sommet de petites buttes (ayant un diamètre de 200 à 300 m). Leurs contacts avec les roches ignées encaissantes sont alors subhorizontaux avec un faible pendage (de 20 à 30°) vers l'intérieur des masses (un bon exemple est donné par le Sarraat d'Abades à environ 1200 m. au S.S.E. de Quérigut).

Quelque soit leur mode de gisement, les granites à deux micas ne se localisent pas de manière préférentielle dans les roches granitoïdes (aussi bien centrales que septentrionales) mais peuvent apparaître jusqu'au coeur des masses gabbrodioritiques qu'ils recoupent alors très franchement (ils ne renferment pas d'enclave de roche basique). Plusieurs de ces filons (dont l'importance réelle ne peut généralement pas être estimée à cause du recouvrement superficiel) s'observent dans le gros ensemble gabbrodioritique de la forêt de Joncarets. Ils peuvent enfin recouper les septa-métasédimentaires de la zone méridionale du Massif.

Les granites à deux micas sont d'autre part très généralement associés aux grands accidents tectoniques qui cisailent le Massif (les épontes des filons sont parfois représentés par des failles) sans pouvoir les relier de manière précise à un système particulier (ils semblent cependant plus abondants en liaison avec l'ensemble de failles I-I' de directions moyennes N15E et N105E).

Etant donné la finesse de leur grain, les granites à deux micas résistent fréquemment mieux à l'altération superficielle que les roches granitoïdes qu'ils traversent. Cependant ils peuvent s'aréniser partiellement avec libération de petits blocs qui donnent naissance à des chaos de faible dimension.

b) Les aplites (Ech. L857, Pl. XIV, 5-6 et XV, 1): Très répandues dans la partie méridionale du Massif, les aplites sont des roches cristallines à grain fin à moyen (0,2 à 2,5 mm) de teinte très claire (blanc à beige clair). Dans un fond quartzo-feldspathique isotrope s'observent quelques petits cristaux très dispersés de minéraux ferro-magnésiens. La nature de ces minéraux ferro-magnésiens permet de définir deux types d'aplites distinctes. Dans les premières, la biotite est le seul minéral coloré (ces aplites à biotite sont très rares). Dans les secondes, le minéral coloré de teinte vert sombre à vert jaune pâle, impossible à déterminer avec certitude à l'oeil nu (pyroxène ou amphibole) prend fréquemment à l'affleurement une patine rouille particulière.

Les aplites constituent des filons peu puissants (généralement décimétriques) rares dans la partie septentrionale du Massif (où nous avons noté quelques petits filons d'aplite à biotite difficiles à distinguer des granites à deux micas) et par contre très abondants dans sa partie méridionale où ils recoupent générale-

ment sans présenter d'orientation privilégiée, à la fois les roches granitoïdes et les septa-métasédimentaires (Pl. XIV-5-6). De très nombreux exemples de ces filons auxquels se rattache l'échantillon témoin L857, s'observent dans les vallées du Laurenti, du Boutadiol et de la Barbouillère. Lorsqu'ils recoupent les septa-métasédimentaires, ces filons sont fréquemment fracturés, ployés et parfois boudinés (principalement dans les calcaires). Alors que leurs contacts avec les roches ignées (granitoïdes) sont très francs, les filons présentent en traversant les septa calcaireux (cipolins et cornes calciques) une mince zone réactionnelle (de 1 cm de puissance) dans laquelle le minéral ferro-magnésien est un pyroxène sub-incolore (vert jaune pâle).

c) Les granophyres (Ech. L714) : Les granophyres, très rares dans le Massif de Quérigut, sont des roches grenues, à grain assez fin (0,5 à 2 mm), de teinte claire. Dans un fond quartzo-feldspathique, nous relevons la présence de fines paillettes de biotite à laquelle s'associe un peu de muscovite, et de phénocristaux arrondis de quartz. Ces roches sont souvent notablement altérées et fracturées (les fractures étant cimentées par de la calcite ou des produits verdâtres, à éclat cireux, indéterminables).

Les granophyres apparaissent en filons de puissance limitée (1 à 2 m), se localisent de façon systématique à la bordure Nord du Massif (notamment au pied du col de Paillères et entre la vallée de l'Aude et Buillac). Ils recoupent alors à la fois les roches granitiques et l'encaissant sédimentaire (calcaire dévonien). Etant donné la mauvaise qualité des affleurements, nous n'avons pu mettre en évidence l'existence de phénomènes réactionnels (endo et exomorphiques) entre ces filons et les formations sédimentaires à leur contact. En plus de ces granophyres, nous avons observé à la bordure Nord du Massif d'autres filons acides représentés par des aplites et des rhyolites (généralement très altérées).

d) Les plagiapplites (L72) : Les plagiapplites, dont nous n'avons repéré que trois filons dans l'ensemble du Massif, se distinguent très nettement des autres filons acides par plusieurs caractères. Ce sont des roches grenues, à grain fin ou moyen, hololeucocrates (blanches) qui semblent uniquement quartzo-feldspathiques (absence complète de biotite). Elles sont souvent affectées par une importante cataclase et se débitent parfois en fines plaquettes.

Les plagiapplites forment des filons (de 2 à 3 m. de puissance) systématiquement localisés au coeur de quelques grands accidents se rattachant au système III - III' (dont les directions moyennes sont voisines de N75E et N165E) et notamment de la faille de Quérigut - Le Capelier. Ils sont alors également associés à des filons de quartz.

e) Les pegmatites : Les pegmatites sont des roches très largement cristallisées (les différents minéraux à contours xénomorphes ont des tailles de plusieurs centimètres) de teinte très claire et essentiellement quartzo-feldspathiques. Le feldspath alcalin montre parfois une texture micrographique (à cunéiforme) visible à l'oeil nu. La biotite, à laquelle est associée un peu de muscovite, se développe dans certains échantillons en paillettes sub-automorphes très allongées (0,1 à 1 cm sur 4 ou 6 cm). La tourmaline, constamment présente, apparaît en beaux prismes automorphes ou en petits cristaux enchevêtrés. Les pegmatites sont généralement difficiles à échantillonner car, de manière quasi-systématique, elles ont subi une très importante cataclase.

Les pegmatites, en filons décimétriques, sont quasi absentes dans les roches granitoïdes aussi bien centrales que méridionales. Elles sont par contre essentiellement localisées en bordures des masses gabbro-dioritiques qu'elles recoupent très franchement (elles recoupent alors également les grano-diorites et les

tonalites associées aux roches basiques). De beaux exemples de ces filons s'observent à proximité de la route D16 au début du chemin forestier conduisant au Lac de Quérigut. Nous avons également noté la présence de quelques filons de pegmatite à l'intérieur même des masses basiques (notamment dans celle des étangs de la Camisette où un filon de pegmatite à grands cristaux de tourmaline recoupe également la petite masse de cortlandite qu'elle renferme).

Les pegmatites apparaissent très tardives car elles peuvent recouper les autres filons (aplites ou granites à deux micas). Etant donné la très importante granulométrie de ces roches et leur forte cataclase, nous n'en avons pas abordé l'étude.

f) Les microgranites à biotite (Ech. L811 et L7022 - Pl. XV, 2-3-4): Dans cette famille de roches très particulières, nous avons regroupé deux types pétrographiques distincts (microgranite à biotite et granite porphyroïde à biotite) qui présentent cependant des caractères voisins du point de vue de leur localisation et de leur relation avec les autres roches ignées.

Les microgranites à biotite auxquels se rattache l'échantillon L811, sont des roches grenues, claires (gris à beige clair) caractérisées par l'existence, dans un fond finement cristallisé (0,5 à 1,5 mm), de phénocristaux (0,8 à 1,5 cm) sub-automorphes de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase et de biotite (la mésostase semble constituée des mêmes associations minérales). Ces roches peuvent renfermer de petits nodules, à contours arrondis, paraissant essentiellement formés de l'enchevêtrement de minéraux ferromagnésiens en petites sections (biotite et amphibole subordonnée) qui peuvent représenter des enclaves de roches basiques. Les granites porphyroïdes à biotite sont des roches leucocrates (blanc à gris clair) à grain moyen (2 à 4 mm) renfermant de très abondants phénocristaux de feldspath alcalin (1 à 4 cm). La biotite, relativement abondante, apparaît soit en belles paillettes sub-automorphes, soit en très fins cristaux, semblant cloisonner les autres minéraux. Ces roches, comme les précédentes, peuvent renfermer des nodules (centimétriques) hypermélanoocrates à grain très fin (représentant peut-être de petites enclaves basiques).

Toujours localisées dans les bordures des masses gabbro-dioritiques (ou dans la zone complexe basique acide), ces deux formations présentent deux types de gisements distincts. En premier lieu, les microgranites apparaissent parfois en filons de puissance limitée (0,5 à 2 m) recoupant très franchement à la fois les roches gabbro-dioritiques et les granitoïdes associés (Etangs de la Camisette - Nord du Rocher de Caramat). Dans d'autres cas, au contraire les microgranites à biotite (et de façon systématique les granites porphyroïdes à biotite) constituent des "taches" de dimension variable (2 à 10 mètres de diamètre), à contours flous, semblant passer de façon progressive aux roches granitoïdes encaissantes (granodiorites et tonalites) (Pic de la Glèbe).

Quelque soit leur mode de gisement, ces deux ensembles pétrographiques renferment, contrairement aux autres filons acides, des enclaves gabbro-dioritiques de forme arrondie ou anguleuse, parfois abondantes (Pl. XV-2). Les limites entre la roche acide et les enclaves basiques sont très tranchées, le microgranite conserve ses caractéristiques jusqu'au contact (et notamment sa richesse en feldspath alcalin).

2) LES FILONS DOLÉRITIQUES (Ech. L713 et L731⁽¹⁾) : Contrairement aux roches gabbro-dioritiques (en masses importantes ou en enclaves), les filons doléritiques sont

(1) L'échantillon L713 a été prélevé dans un filon relativement puissant (4 m) recoupant le granite de Quérigut. L731 provient d'un mince filon recoupant une granodiorite à proximité immédiate de la bordure méridionale du Massif.

très peu représentés dans le Massif de Quérigut. Ce sont des roches très sombres (noires à verdâtres), à grain très fin, riches en minéraux ferro-magnésiens (biotite et amphibole). Elles renferment parfois quelques cristaux de plagioclase mieux cristallisés (1 à 2 mm) ce qui tend à leur donner une texture porphyrique. Dans certains échantillons, les minéraux ferro-magnésiens se rassemblent préférentiellement en petits nodules (0,5 à 3 mm de diamètre). Dans la partie centrale et septentrionale du Massif, ces roches sont généralement fortement altérées et fracturées, prenant alors une patine brun rouille. Elles sont plus saine dans la partie méridionale.

Très nettement distinctes des roches gabbro-dioritiques précédentes par leurs limites rectilignes et tranchées, les dolérites apparaissent en filons généralement peu puissants (dépassant rarement 1 à 2 m) recoupant non seulement les roches granitoïdes (centrales et méridionales) mais également les formations sédimentaires soit en septa, soit formant l'encaissant du Massif. Un de ces filons se suit sur 1 km au Sud des villages de Carcanières et du Puch (entre le Col de Carcanières et le pied du Montferrant). D'autre part, plusieurs filons de dolérite recoupent les calcaires dévoniens dans la montée au col de Paillères.

III - CARACTERES MICROSCOPIQUES

1) LES FILONS ACIDES : Quoique représentant un groupe pétrographique relativement hétérogène, les filons acides ont des paragenèses minérales voisines. Pour cette raison, nous avons choisi de les décrire ensemble.

a) Texture : Les granites à deux micas ont très généralement une texture xénomorphe grenue marquée par l'enchevêtrement des différents minéraux qui les constituent (Pl. XIV, 4). Nous notons cependant l'existence locale de tendances hypidiomorphes se traduisant par un automorphisme assez net du plagioclase ou du feldspath alcalin. Dans les granites à deux micas en filons de la zone méridionale du Massif (éch. L677), la texture devient cataclastique (avec granulation du quartz et fracturation ou déformation des autres minéraux) et cloisonnée. Cette dernière est liée à l'apparition d'un très mince film (constitué de fines paillettes de biotite et muscovite associées à des minéraux accessoires), entre les différents minéraux de la roche. Cette texture est ainsi proche de la texture blasto-mylonitique mise en évidence dans les granitoïdes méridionaux. Les aplites ont très généralement une texture xénomorphe grenue isotope (très rarement à tendance hypidiomorphe) (Pl. XV-1). Les granophyres sont également des roches à texture grenue xénomorphe se distinguant très nettement des précédentes par l'apparition systématique en bordure des cristaux de feldspath alcalin d'inclusions abondantes de quartz cunéiforme. Cette texture d'association particulière (granophyrique) donne aux roches leur aspect particulier (Pl. XV-5). D'autre part, le quartz en dehors de ces associations granophyriques, apparaît en cristaux globuleux (Pl. XV-6). Les plagiaplites présentent une texture grenue à nette tendance hypidiomorphe. Elles sont d'autre part affectées par une importante cataclase (allant parfois jusqu'à une complète mylonitisation) avec granulation du quartz et fracturation ou déformation des feldspaths (Pl. XVI-1). Dans la famille des microgranites à biotite, la texture varie entre deux pôles : microgrenu porphyroïde et grenu porphyroïde hypidiomorphe. La première (éch. L811) est caractérisée par l'existence de phénocristaux sub-automorphes de quartz, de feldspath (plagioclase et feldspath alcalin) et, plus rarement, de biotite, dans un fond finement grenu subidiomorphe constitué des mêmes minéraux (Pl. XV-4). Dans le second (éch. L7022) le fond de la roche de-

vient grenu hypidiomorphe à grain moyen. Cependant, la biotite apparaît essentiellement en fines paillettes soit rassemblées en petits nodules, soit cloisonnant les minéraux quartzo-feldspathiques. Les phénocristaux, uniquement constitués de feldspath alcalin se dispersent sans ordre dans la roche.

b) Les minéraux : Les formations filoniennes acides, roches hololeucocrates à leucocrates, sont essentiellement quartzo-feldspathiques, les minéraux colorés (biotite et parfois amphibole et pyroxène) étant très subsidiaires. Elles sont composées de quartz, de feldspath alcalin (orthose ou microcline), de plagioclase, de biotite, de muscovite, d'amphibole + pyroxène (dans les aplites) et de minéraux accessoires (sphène et tourmaline dans les granites à deux micas).

a) *Le plagioclase* : Le plagioclase apparaît dans les formations filoniennes acides sous plusieurs habitus distincts. En premier lieu, il se développe principalement en cristaux isolés de taille variable xénomorphes (ou sub-automorphes, maclés suivant la loi de l'albite, les macles sont peu nettes), légèrement altérés et peu ou pas zonés sauf dans les microgranites à biotite où le zoning est important (Pl. XV, 1-4, XVI, 1). Il est d'autre part présent, dans les microgranites à biotite (éch. L811) en phénocristaux soit isolés, soit enchevêtrés, en plages polycristallines (synneusis) ayant les mêmes caractéristiques que les petites sections (cependant le zoning peut prendre parfois un aspect de "patchy zoning"). D'autre part, dans toutes les roches filoniennes acides, il existe en petits cristaux souvent fortement corrodés, en inclusion dans le feldspath alcalin (1) (ces petits cristaux présentent les mêmes caractères que le plagioclase du fond de la roche) (Pl. XV-4). Enfin, dans les plagiaplites (éch. L72), du plagioclase sous forme d'albite très limpide apparaît dans les fractures qui cisailent la roche.

La composition du plagioclase, généralement sodique, varie suivant la nature pétrographique de la roche qui le renferme :

- An 13 à 22 dans les granites à deux micas
- An 8 à 12 dans les aplites
- An 12 à 25 dans les granophyres
- An 2 à 6 dans les plagiaplites
- An 22 à 35 dans les microgranites à biotite.

Le plagioclase, quelle que soit sa forme et la nature de la roche d'où il provient, est généralement très pauvre en inclusions. Celles-ci sont représentées en majeure partie par de la biotite en petites paillettes sub-automorphes et fortement colorées. Dans les roches où il a été possible, ainsi que nous le verrons ultérieurement, de distinguer deux générations distinctes de biotite (granites à deux micas des filons méridionaux et microgranites à biotite), le plagioclase peut les renfermer toutes les deux (Pl. XVI-2). Le plagioclase englobe d'autre part quelques inclusions de muscovite (en paillettes fortement déchiquetées) et du feldspath alcalin (en cristaux xénomorphes surtout abondants dans les aplites) (Pl. XVI-3).

Le plagioclase est très souvent affecté par une légère altération sous forme, principalement, de séricite (accompagnée d'une très fine poussière brunâtre) et plus rarement de saussurite (dans les microgranites à biotite) avec un développement de belles paillettes xénomorphes de mica blanc. Dans tous les cas, le cœur des cristaux est notablement plus altéré que les bordures sodiques (qui peuvent fré-

(1) Ces inclusions se distinguent nettement des perthites très importantes et bien cristallisées observées dans les feldspaths alcalins des plagiaplites.

quemment demeurer limpides).

Enfin au contact entre le feldspath alcalin et les cristaux de plagioclase, alors nettement corrodés, se développe de façon auasi-constante, une zone réactionnelle sous forme de myrmékite qui peut, lorsque le plagioclase est en inclusion dans le feldspath alcalin, envahir tout le cristal.

β) *Le feldspath alcalin* : Dans les roches filoniennes acides, le feldspath alcalin apparaît sous deux formes cristallines distinctes : orthose et microcline. La nature du feldspath alcalin n'est pas contrôlée par le type pétrographique de la roche qui le renferme mais est liée à la localisation des filons dans le Massif. En effet, dans les filons localisés à proximité de la bordure Nord du Massif (aplitites, granites à deux micas, granophyre L714), le feldspath alcalin est représenté par de l'orthose. Dans la partie centrale et méridionale du Massif, le feldspath alcalin des filons acides est du microcline quadrillé (à fort triclinisme).

Quelle que soit sa nature cristallographique, le feldspath alcalin se développe dans toutes les roches en cristaux sub-automorphes (dont les contours sont cependant irréguliers moulant essentiellement le plagioclase), de dimensions variables (sections ayant une taille identique à celle des autres minéraux et, dans les microgranites à biotite, phénocristaux de 1 à 4 cm) et très souvent maclés Carlsbad.

L'orthose fréquemment troublée par une fine poussière brunâtre, est peu perthitique (perthites en fins fuseaux) (Pl. XVI-4). Le microcline, au contraire très limpide, est également en général peu perthitique (perthites en fines flammèches ou en taches floues dans les microgranites à biotite) (Pl. XV-4). Par contre, dans les plagiaplitites, le microcline est très fortement perthitique (les perthites s'individualisent en cristaux xénomorphes maclés suivant la loi de l'albite (Pl. XVI-5)).

Le feldspath alcalin (orthose et microcline) renferme très souvent en inclusion (principalement dans ses bordures) les autres phases minérales. Le plagioclase, en petits cristaux sub-automorphes et fortement corrodés, présente alors une bordure réactionnelle sous forme de myrmékite qui parfois peut envahir tout le minéral. Le quartz est présent en cristaux arrondis (sub-automorphes) (Pl. XVI-6) et dans les granophyres en abondantes petites sections cunéiformes ayant une même orientation optique (Pl. XV-5). La biotite apparaît en petites paillettes rarement sub-automorphes dont des caractères (notamment la couleur) sont identiques à ceux des cristaux mieux développés du fond de la roche (dans les granites à deux micas provenant des filons septentrionaux et dans les microgranites à biotite, les deux générations de mica peuvent exister en inclusion dans le feldspath alcalin). Enfin, dans les aplites à pyroxène et amphibole, ces deux phases sont également présentes en rares inclusions dans le feldspath alcalin.

γ) *La biotite* : Totalemt absente dans les plagiaplitites et les aplites à pyroxène et amphibole, la biotite est le seul minéral ferro-magnésien dans les autres formations filoniennes acides (granites à deux micas, granophyres et microgranites à biotite). La biotite présente des caractères différents suivant non seulement le type pétrographique mais également la localisation des roches qui la renferment. Dans les granites à deux micas (provenant des filons localisés dans la zone septentrionale et centrale du Massif, éch. S5200) et les granophyres, ce mica apparaît en petites paillettes très xénomorphes fortement colorées (brun mat à brun rougeâtre sombre) (1). D'autre part, dans les granites à deux micas (constituant

(1) Dans les granites à deux micas, la biotite est totalement absente dans les cordons de tourmaline (nodules tourmalinifères et frange décolorée).

les filons méridionaux, éch. L677) et les microgranites à biotite, nous distinguons deux variétés différentes de ce mica. La première est présente en paillettes xénomorphes de taille variable (phénocristaux et petites sections dans les microgranites) fortement colorées (brun jaune à brun roux), riches en sphène (en granules) (Pl. XVII-1). La seconde apparaît en fines paillettes, parfois sub-automorphes, peu colorées (brun jaune moyen à pâle), ne renfermant aucune inclusion et se localisant soit en bordure des autres cristaux, soit dans les "films" cloisonnant les autres minéraux. Ces différentes variétés de biotite sont présentes (toutefois en quantité très limitée) en inclusion dans les feldspaths (plagioclase et feldspath alcalin) et le quartz.

La nature et surtout l'abondance des inclusions dans la biotite (uniquement dans les grands cristaux) varient sensiblement suivant la nature et la localisation des roches qui la renferment. Dans les granites à deux micas (septentrionaux) et les granophyres, le mica ne renferme que peu d'inclusions représentées par de très petits cristaux de zircon et d'apatite. Dans les granites à 2 micas (méridionaux) et les microgranites à biotite, les inclusions du mica sont nettement plus abondantes sous forme de sphène (en granules très colorés localisés préférentiellement en bordure des cristaux), de sagénite (en fines aiguilles orientées cristallographiquement) et plus rarement, comme dans les sections précédentes, de zircon et d'apatite. Il est à noter qu'autour du sphène, la biotite est franchement décolorée (brun vert pâle).

La biotite (mis à part les fines paillettes) présente deux types de transformations distincts. En premier lieu, elle s'altère en chlorite (prochlorite vert moyen) associée à de petites plages de pistachite et de fins granules d'oxydes opaques. D'autre part, elle donne localement naissance, par décoloration progressive, à de la muscovite (qui conserve alors généralement une teinte brune soutenue le long de ses clivages et renferme des granules d'oxydes et de clinzoïsite) (Pl. XVII-2).

δ) *La muscovite* : Constamment présente dans l'ensemble des roches filoniennes acides, la muscovite n'est importante et bien cristallisée que dans les granites à deux micas et dans les granophyres. De plus, dans les plagiaplites, elle est le seul minéral micacé.

Elle apparaît dans les roches sous plusieurs habitus différents. Dans les granites à deux micas et les granophyres, elle se développe en grandes paillettes soit isolées (très limpides), soit associées, ainsi que nous l'avons noté précédemment, à la biotite (dont elles semblent alors dériver). Dans les granites à deux micas méridionaux et les microgranites à biotite, elle existe d'autre part en très fines paillettes xénomorphes (associées à la biotite en petits cristaux colorés) dans les "cloisons" séparant les minéraux quartzo-feldspathiques. Ces deux variétés de muscovite sont présentes sous forme d'inclusions dans les phases quartzo-feldspathiques. La muscovite peut enfin apparaître en petites paillettes très xénomorphes dans le plagioclase en liaison avec le développement de son altération (principalement sous forme de saussurite). Il est parfois difficile de distinguer cette variété de muscovite des cristaux primaires en inclusion.

Mis à part les cristaux semblant dériver de la muscovitisation de la biotite, la muscovite ne renferme généralement pas d'inclusion. Cependant dans les granites à deux micas, les plus grandes sections peuvent être poecilites (avec des inclusions de quartz) (Pl. XVII-3).

ε) *Le quartz* : Minéral capital dans l'ensemble des roches filoniennes acides, le quartz a cristallisé sous plusieurs formes différentes. De manière très gé-

nérale, il apparaît en plages très xénomorphes (moulant constamment les phases feldspathiques, ayant une taille comparable aux autres minéraux), limpides, toujours affectées par une cataclase sensible (quelque soit l'état de la roche) pouvant aller jusqu'à une complète granulation. D'autre part, dans les microgranites à biotite et les granophyres, le quartz est présent en cristaux sub-automorphes arrondis également très limpides (Pl. XV-6). Il existe enfin sous forme d'inclusion dans les phases feldspathiques, soit en cristaux arrondis sub-automorphes (Pl. XVI-6), soit en petites sections cunéiformes (ayant une commune orientation optique) dans les granophyres (Pl. XV-5).

Le quartz, principalement sous sa forme en plages xénomorphes, peut renfermer en inclusion l'ensemble des autres phases minérales (biotite sous ses deux variétés, plagioclase, feldspath alcalin, muscovite).

n) *Le pyroxène et l'amphibole* : Uniquement présents dans les filons d'aplite recoupant les septa-métasédimentaires de la partie méridionale du Massif de Quérigut, le pyroxène et l'amphibole associée sont alors les seuls minéraux ferromagnésiens de ces roches.

Le pyroxène apparaît en petits cristaux rarement bien conservés (sauf en bordure des filons lorsqu'ils sont en contact avec des septa-calcareux) xénomorphes, peu colorés, ayant des caractères optiques proches de ceux de l'augite ou du diallage ($2V_{Ng} = 56$ à 60° et $Ng\Delta C = 40$ à 44°) (Pl. XVII-4).

L'amphibole qui s'est très nettement développée aux dépens du pyroxène est le minéral ferromagnésien dominant de ces aplites. Elle est présente en cristaux très xénomorphes, allongés, très poecilites (inclusions de quartz) et fortement colorés et pléochroïques (vert émeraude sombre suivant Ng et brun jaune clair suivant N_p). Etant donné ses caractères optiques ($2V_{N_p} = 40$ à 44° et $Ng\Delta C = 17^\circ$) cette amphibole se rattache nettement à la famille de l'hartingsite (Pl. XVII-5). De manière quasi-systématique on observe, en association avec l'amphibole de la calcite (en petits cristaux xénomorphes) et de la clinozoïsite (en plages à contours lobés). L'amphibole, pouvant enfin être présente en inclusion (sous forme de petits cristaux parfois sub-automorphes) dans les phases feldspathiques (microcline et plagioclase) n'est pas une ouralite secondaire mais a remplacé le pyroxène durant un stade relativement précoce de la cristallisation des aplites.

0) *Les minéraux accessoires* : Mise à part la tourmaline (dans les granites à deux micas), les minéraux accessoires sont très peu représentés dans l'ensemble des formations filoniennes acides.

La tourmaline n'étant présente que dans les granites à deux micas, apparaît soit en petits cristaux isolés, soit en nodules importants (formés de l'intertrication de cristaux squelettiques recoupant les minéraux quartzo-feldspathiques) (Pl. XVII-6). Quelle que soit sa forme cristalline, la tourmaline est fortement colorée, sa teinte pouvant varier fortement à l'intérieur d'un même cristal (jaune brunâtre à bleu vert sombre). Ainsi que nous l'avons noté précédemment, la biotite est complètement absente à la fois dans les nodules tourmalinifères et dans leur auréole décolorée.

Le sphène existe dans ces roches soit sous forme de très fins granules fortement colorés (brun sombre) frangeant les grands cristaux de biotite (des microgranites à biotite et des granites à 2 micas méridionaux), soit plus rarement, en petites sections sub-automorphes (aplites et plagiaplites où il représente le seul minéral coloré).

L'apatite et le zircon en très petits prismes automorphes se localisent surtout dans les grandes paillettes de biotite et très rarement dans les minéraux

quartzo-feldspathiques.

La clinozoïsite en plages très xénomorphes accompagne l'amphibole dans les aplites et les fines paillettes de biotite (et de muscovite) dans les microgranites à biotite et les granites à 2 micas méridionaux.

2) LES FILONS DOLÉRITIQUES

a) La texture : Les filons basiques, constitués de roches doléritiques à grain très fin, sont fréquemment (essentiellement dans la partie centrale et septentrionale du Massif) fracturés et très altérés ce qui rend leur étude difficile. Malgré ces caractères, nous avons pu distinguer dans ces roches, plusieurs types de textures différents.

La texture dominante est doléritique, caractérisée par l'habitus du plagioclase en cristaux allongés associés à d'abondantes sections (de taille comparable) de minéraux ferro-magnésiens (hornblende et biotite subsidiaire) (Pl. XVIII-1). Dans les filons de petite taille (dont la puissance est inférieure à 1 m., cette texture se modifie légèrement). En premier lieu, les lattes de plagioclase peuvent s'aligner donnant naissance à une texture fluidale. D'autre part, dans certains cas, on observe l'apparition de phénocristaux de plagioclase (généralement monocristallins) autour desquels la fluidalité se déforme, la texture devient alors porphyrique (Ech. L731 - Pl. XVIII, 2).

Dans certaines dolérites (éch. L713), la hornblende (minéral ferro-magnésien très dominant) tout en demeurant finement cristallisée, apparaît en cristaux automorphes, donnant à ces roches une nette texture prismatogrenue. Ces dolérites tendent ainsi à se rapprocher de la famille des lamprophyres (et plus particulièrement des spessartites) (Pl. XVIII-3).

b) Les minéraux : Malgré les différences texturales notées précédemment, les roches qui constituent les filons basiques sont constituées des mêmes associations paragénétiques. Elles sont composées de plagioclase, de hornblende, de biotite, de quartz et de quelques minéraux accessoires.

α) Le plagioclase : Seul feldspath présent dans les filons doléritiques, le plagioclase apparaît en majeure partie sous forme de petits cristaux allongés (parfois en lattes) notablement zonés (Pl. XVIII, 1-2). Dans les faciès porphyriques, il est également présent en phénocristaux automorphes (très généralement monocristallins et non associés en symplectite) (Pl. XVIII-2). Très généralement maclés albite et parfois Carlsbad (les modes de la péricline sont sensiblement absentes), les différents cristaux présentent un zoning important avec de faibles récurrences de composition. On ne retrouve pas l'existence d'une double génération de plagioclase (précédemment décrite dans les formations gabbro-dioritiques en masses ou en enclaves). Cependant dans certains cas, le zoning peut devenir plus complexe, se développant en taches à contours flous ("patchy-zoning"). La composition du plagioclase varie relativement peu suivant les faciès, s'établissant en moyenne entre An52 et An28 (du coeur à la bordure des cristaux).

Les cristaux de plagioclase ne renferment que très peu d'inclusions représentées uniquement par de petites sections (rarement sub-automorphes) de biotite et de hornblende et quelques prismes automorphes (parfois très aciculaires) d'apatite.

Le plagioclase, surtout dans les filons localisés dans la partie centrale et septentrionale du Massif, est fortement altéré, principalement par séricitisation (avec l'apparition de belles paillettes très déchiquetées de mica blanc par-

fois accompagnées de fins granules de clinozoïsite).

β) *Les amphiboles* : Dans les dolérites, on observe généralement deux amphiboles toujours associées, hornblende et actinote. Minéral ferro-magnésien dominant, la hornblende apparaît en petits cristaux xénomorphes (ou parfois, éch. L713, en prismes automorphes) de teinte variable (jaune vert pâle à brun verdâtre) devenant souvent progressivement plus sombre au coeur des sections (Pl. XVIII-3). D'autre part, quelque soit le type pétrographique, ces petits cristaux peuvent se rassembler en petits nodules (de 1 à 3 mm de diamètre) parfois frangés de paillettes de biotite (Pl. XVIII-4). Enfin, ainsi que nous l'avons noté précédemment, la hornblende est présente en petits prismes dans le plagioclase. La hornblende renferme quelques inclusions de biotite en paillettes très xénomorphes et de minerais représentés principalement par de la magnétite, soit en fins granules (localement abondants), soit en petits cristaux sub-automorphes (Pl. XVIII-5).

Très fréquente dans les dolérites, l'actinote se présente en majeure partie sous forme d'une frange de petits cristaux aciculaires autour des sections de hornblende (Pl. XVIII-6). Plus rarement, elle forme des cristaux isolés bien développés. De teinte vert pâle à incolore, l'actinote ne renferme aucune inclusion. Parfois les fins cristaux deviennent très abondants et tendent à envahir tout le fond de la roche (notamment recourent les bordures du plagioclase) donnant naissance à une sorte de texture "persillée".

γ) *La biotite* : Subsidaire par rapport à la hornblende, la biotite est omniprésente dans toutes les dolérites. Elle se développe en paillettes très xénomorphes, notablement déchiquetées moyennement colorées (brun jaune à brun roux). Elle est également présente en inclusion en petits cristaux parfois sub-automorphes (dans le plagioclase) et en sections xénomorphes (dans la hornblende), ces deux variétés présentant des caractères identiques à ceux des cristaux du fond des roches.

Les contacts entre la biotite et la hornblende étant généralement très tranchés, présentent parfois (dans l'échantillon L731) des caractères particuliers. La biotite, en ses bordures, s'enrichit fortement en très fins glomérules de quartz (cette association prend ainsi un aspect myrmékitique) tandis que la hornblende fortement corrodée, peut parfois ne subsister que sous forme de fragments épars.

La biotite ne renferme que très peu d'inclusions représentées surtout par des petits cristaux de magnétite, plus rarement par des granules de sphène et des aiguilles de sagénite.

Enfin, de manière très fréquente dans les filons doléritiques de la partie centrale et septentrionale du Massif, la biotite est fortement altérée en chlorite (prochlorite) associée alors à de petites plages de pistachite. Il est à noter que la chlorite peut d'autre part constituer de petites plages (liées à des zones de fractures) constituées de très fins cristaux en association fibroradiée (le minéral, de teinte vert jaune très pâle se rattache alors au groupe du clinocllore).

δ) *Le quartz* : Quoique constamment présent, le quartz demeure très subsidiaire ne constituant que de petites plages xénomorphes interstitielles, moulant les autres minéraux. Il est très limpide et généralement pas ou peu cataclasé. Enfin il peut renfermer des petits cristaux aciculaires, localement très abondants, d'apatite.

ε) *Les minéraux accessoires* : Relativement abondants dans les dolérites, les minéraux accessoires sont en majorité représentés par de l'apatite en prismes automorphes (souvent aciculaires et parfois de grandes dimensions) localisés essen-

tiellement dans les minéraux quartzo-feldspathiques (plagioclase et quartz), du sphène en petits cristaux sub-automorphes (associés préférentiellement aux minéraux ferro-magnésiens) et des minerais (surtout de la magnétite) en fins granules ou en sections automorphes (dans la hornblende) (Pl. XVIII-5). Nous notons enfin la présence de clinozoïsite et de pistachite, en granules ou plages xénomorphes, dans les produits d'altération du plagioclase et de la biotite.

IV - ORDRE DE CRISTALLISATION

A partir des relations entre les différentes phases minérales qui composent les formations filoniennes, nous allons tenter de reconstituer, pour chaque type pétrographique, son ordre de cristallisation.

1) LES FILONS ACIDES : Parmi l'ensemble des formations qui constituent les roches filoniennes acides, nous avons distingué deux groupes présentant, du point de vue de leur ordre de cristallisation, des caractères légèrement différents.

Dans le premier groupe qui comprend les granites à deux micas des filons localisés dans la partie septentrionale du Massif, les granophyres, et quoique présentant certaines particularités différentes, les aplites et plagiaplites, les relations entre les minéraux semblent simples. Il est alors possible de définir un ordre de cristallisation approximatif pour chaque type pétrographique. L'ordre de cristallisation des granites à deux micas et des granophyres se caractériserait par l'apparition successive de la biotite (qui peut apparaître en inclusion dans les autres phases minérales et particulièrement le plagioclase) puis du plagioclase suivi du feldspath alcalin (vraisemblablement sous forme d'orthose), de la muscovite (qui se serait, du moins pro-parte, développée aux dépens de la biotite) et enfin du quartz et, dans les granites à deux micas de la tourmaline (en cristaux squelettiformes recoupant les minéraux quartzo-feldspathiques). Il est à noter que la muscovite qui peut apparaître en grandes paillettes poecilites, renfermant du quartz et des feldspaths, a dû continuer à cristalliser tardivement. La présence, dans les granophyres de quartz automorphe et de textures d'association micrographiques (quartz - feldspath alcalin) est un indice d'un refroidissement et d'une cristallisation rapide. Ceci peut être expliqué par la localisation particulière de ces roches en bordure du massif et recoupant les sédiments encaissants. La cristallisation de ces roches s'est poursuivie avec une intensité croissant en fonction de la localisation des filons (du Nord vers le Sud du Massif), sous forme d'un réarrangement structural du feldspath alcalin, l'orthose se transformant en microcline.

Quoique proche de celui que nous venons de définir, l'ordre de cristallisation des aplites méridionales se distingue par deux caractères particuliers. D'une part, le minéral ferro-magnésien primaire est un pyroxène de la famille de l'augite et non la biotite qui est totalement absente. D'autre part, ce pyroxène s'est destabilisé très précocement (lors de la cristallisation du plagioclase) au profit d'une amphibole de la famille de l'hastingsite. Enfin, dans les plagiaplites, la biotite est également absente (cependant certaines sections de muscovite, surtout en inclusion dans le plagioclase, renferment parfois des granules d'oxydes opaques et pourraient ainsi représenter d'anciens cristaux de biotite). D'autre part, dans des conditions vraisemblablement tardives, ces roches ont été soumises à une forte cataclase à laquelle se rattache une cristallisation de muscovite en très fines paillettes et un développement important d'albite (dans les fractures et en perthites dans le feldspath alcalin). Il semble ainsi que ces roches ont dû subir une phase d'albitisation tardive, peut-être en liaison avec le développement des grands accidents tectoniques dans lesquels elles se localisent.

Dans le second groupe représenté par les granites à deux micas des filons méridionaux et les microgranites à biotite, l'ordre de cristallisation est plus complexe du fait de l'existence d'une double génération de biotite. La biotite primaire en grandes paillettes souvent déformées, fortement colorées, est sans aucun doute très précoce car elle est présente en inclusion dans l'ensemble des phases quartzo-feldspathiques. L'ordre d'apparition de la biotite secondaire en petites paillettes, non déformées, peu colorées et exemptes d'inclusions est beaucoup plus difficile à déterminer. En effet, comme elle constitue, en association avec de fins cristaux de muscovite, l'essentiel des cloisons séparant les minéraux quartzo-feldspathiques et parfois le remplissage de fractures les traversant, elle semble tardive. Elle existe cependant en inclusions bien individualisées dans le quartz, le microcline et le plagioclase. Dans ce dernier minéral, quoique généralement localisées dans les bordures des cristaux, les fines paillettes de biotite ont pu être observées jusqu'au cœur des sections. Ceci nous conduirait à admettre que la seconde génération de biotite serait, au contraire, contemporaine de la cristallisation des minéraux quartzo-feldspathiques. La solution à ce problème est difficile à établir en toute certitude. Il nous semble cependant logique d'admettre que la biotite secondaire a pu commencer à cristalliser de façon synchrone par rapport aux minéraux quartzo-feldspathiques, son développement ayant pu se poursuivre plus longtemps que celui de ces derniers. Ainsi, compte tenu de ces différentes observations, nous sommes conduits à proposer pour le second groupe de roches filoniennes acides, un ordre de cristallisation approximatif.

La biotite en grandes paillettes, serait le premier minéral à cristalliser. Puis à la suite d'un phénomène (1) dont nous ne pouvons dès à présent déterminer la nature, seraient apparus de façon quasi-simultanée la biotite secondaire, le plagioclase, le feldspath alcalin (2) qui existe parfois en petites inclusions dans le plagioclase, la muscovite en fines paillettes et le quartz. L'aspect blastomylonitique présenté par les filons de granite à deux micas méridionaux s'explique peut-être par le déroulement de la phase de cristallisation majeure dans des conditions syntectoniques.

2) **LES FILONS DOLÉRITIQUES** : Malgré l'existence de caractères pétrographiques assez distincts, les différents types de roches constituant les filons doléritiques présentent un ordre de cristallisation sensiblement identique. La biotite et la hornblende, en cristaux isolés ou en plages polycristallines, étant présentes en inclusion dans le plagioclase ont dû commencer à cristalliser de façon très précoce. Le plagioclase en lattes et en phénocristaux s'est ensuite développé. Le quartz, très vraisemblablement accompagné de l'actinote (qui tend à remplacer la hornblende primaire) marquent la fin de la phase majeure de la cristallisation.

V - COMPOSITION MODALE DES FORMATIONS FILONIENNES

1) **LES FILONS ACIDES** : Pour chaque type pétrographique, nous avons reporté (tableau III) les compositions modales des échantillons témoins et, pour certains d'entre eux, les compositions modales moyennes calculées à partir de plusieurs échantillons. Les résultats présentés pour les échantillons de plagiophrase et de granophyre sont très approximatifs et sans doute assez éloignés de la composition réelle de ces roches. En

-
- (1) Durant ce phénomène, la biotite primaire a vraisemblablement libéré une partie de son titane qui a recristallisé sous forme de sphène en bordure des cristaux.
- (2) Il est impossible de dire si le feldspath alcalin a cristallisé directement sous forme de microcline ou si ce dernier résulte du réarrangement structural d'orthose primaire.

effet, la plagiaplite étant fortement cataclasée, il est souvent difficile de distinguer les différents minéraux (à ceci s'ajoute le très abondant développement d'albite sous forme de perthites dans le feldspath alcalin). Dans la granophyre, le résultat est faussé par le fait que nous avons compté comme feldspath alcalin, les associations granophyriques frangeant les cristaux d'orthose.

	I			II		III	IV	V		
	S5200	L677	M (9)*	L857	M (3)*	L714	L72	L811	L7022	M (5)*
Quartz	34	30	33	31	35	27	21	29	29	30
Feldspath alcalin	28	31	30	40	37	36	31	30	27	28
Plagioclase	28	33	31	26	26	30	44	31	38	33
Muscovite	5,5	2	2	-	-	1,5	3,5	0,5	0,5	0,5
Biotite	2	3,5	3	-	-	5	-	9	5	8
Pyroxène + Amphibole	-	-	-	3	2	-	-	-	-	-
Accessoires	2,5 ⁽¹⁾	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1
Indice de coloration	4,5	4	4	3	2	5,5	0,5	9,5	5,5	9
% An Plagioclase	13-18	14-20	13-22	8-11	8-12	12-25	2-6	23-32	25-34	22-35

Tableau III : Compositions modales des échantillons témoins et composition moyenne des principaux faciès de roches filoniennes acides du Massif de Quérigut. Indice de coloration.

I : Granites à 2 micas - II : Aplites à pyroxène et amphibole

III : Granophyre - IV : Plagiaplite - V : Microgranites à biotite -

* : Nombre d'échantillons sélectionnés pour calculer les compositions moyennes.

(1) Les accessoires englobent 1,5% de tourmaline.

Afin de bien définir les propriétés pétrographiques des différents types de formations filoniennes acides, nous avons reporté les points représentatifs des échantillons témoins et des compositions moyennes à la fois dans le diagramme Q - A - P de A. STRECKEISEN (1) (1968) (fig. 12) et dans le diagramme minéralogique Q + A +

(1) Malgré son caractère très albitique, nous avons compté le plagioclase de l'échantillon de plagiaplite, dans le diagramme de A. STRECKEISEN comme P et non comme A.

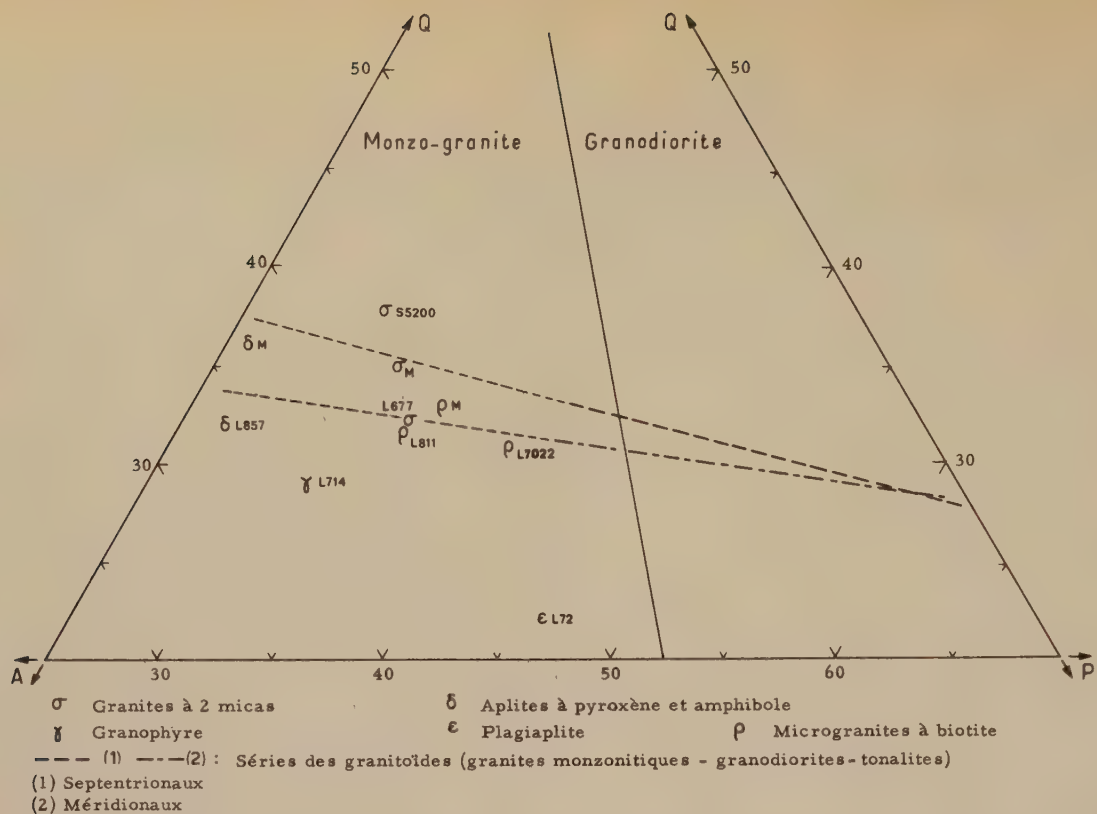


Fig. 12 - Localisation dans le diagramme de A. Streckeisen des formations filoniennes acides du Massif de Quérigut.

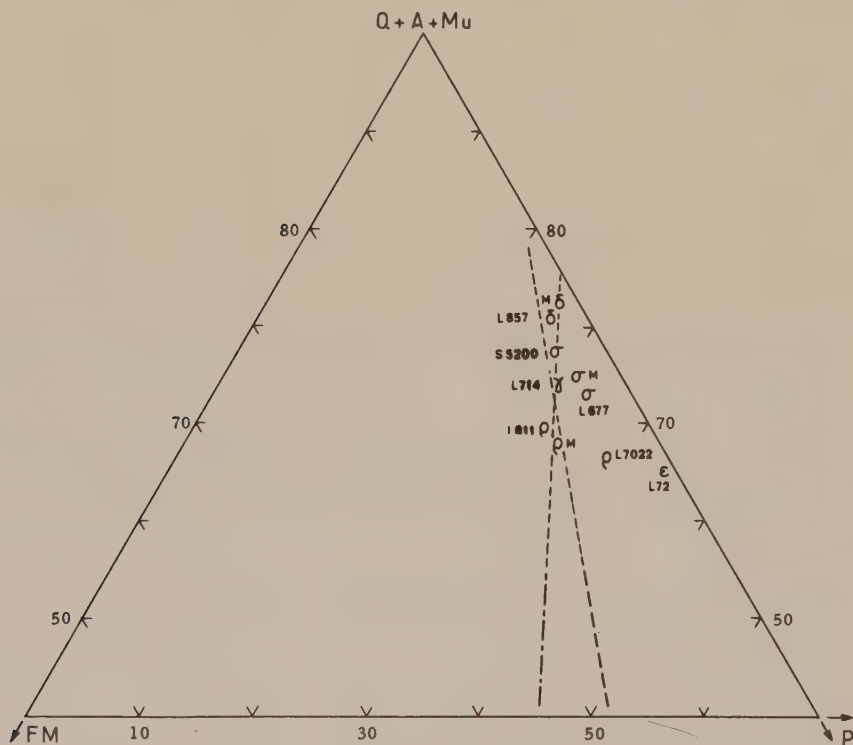


Fig. 13 - Localisation dans le diagramme minéralogique Quartz + Feldspath alcalin + Muscovite - Plagioclase - Minéraux colorés, des échantillons témoins et des compositions moyennes des formations filoniennes acides du Massif de Quérigut.

Même légende que fig. 12

Mu (Quartz + Feldspath alcalin + Muscovite) - P (Plagioclase) - F.M. (minéraux ferro-magnésiens (fig. 13).

Les diverses roches étant riches en feldspath alcalin, elles se localisent toutes dans le domaine des monzo-granites (fig. 12). D'autre part, dans ces diagrammes, malgré une notable dispersion (liée en partie à l'imprécision des analyses modales), les points tendent à se regrouper dans un même domaine. Seul l'échantillon de plagiaplite (L72) s'en écarte nettement (ceci est dû à sa grande richesse en albite). La localisation des points représentatifs des filons acides, mis à part les plagiaplitites, vis à vis des granitoïdes ne ressort pas clairement dans les diagrammes présentés étant donné leur importante dispersion. Cependant, plus particulièrement dans la fig. 12, les microgranites semblent s'aligner dans le prolongement des séries constituées par les granites monzonitiques, les granodiorites et les tonalites. Par contre, tout en se localisant à proximité de ces séries, les granites à deux micas et les aplites paraissent constituer des alignements très obliques ce qui tendrait à les distinguer vis à vis des microgranites à biotite. Etant donné la notable imprécision des analyses modales, ces observations sont sujettes à caution et ne peuvent être retenues sans réserves.

2) LES FILONS DOLERITIQUES : Etant donné la forte altération fréquemment subie par les échantillons provenant des filons doléritiques, la détermination de leur composition modale s'est avérée souvent impossible (et surtout entachée d'erreurs très importantes). Pour cette raison, nous nous sommes contentés de reporter (tableau IV) les compositions modales des deux échantillons les plus sains (L713 et L731).

Les deux échantillons présentent d'importantes variations dans les proportions des phases minérales qui les constituent (notamment le quartz, la biotite et les amphiboles). Nous mettons ainsi en évidence la notable hétérogénéité pétrographique des différents faciès qui constituent l'ensemble des filons doléritiques. Afin d'illustrer cette hétérogénéité, nous avons reporté les deux points représentatifs des échantillons d'une part dans le diagramme de A. STRECKEISEN (fig. 14) et dans les deux diagrammes minéralogiques définis lors de l'étude de l'ensemble des roches gabbro-dioritiques (fig. 15). Dans ces diagrammes, les points sont fortement écartés sous l'effet des fortes variations des proportions de leurs phases minérales. Cependant, nous notons qu'ils se localisent sensiblement dans l'aire de dispersion définie pour les gabbros et diorites quartzifères (en masses importantes ou en enclaves), avec toutefois des rapports biotite/hornblende relativement faibles.

	L713	L731
Quartz	8	3
Plagioclase	43	46
Biotite	7	18
Amphiboles*	39	29
Accessoires	3	4
Indice de coloration	49	51
% An Pl.	29-48	30-52

* Dans les amphiboles, nous avons regroupé la hornblende et l'actinote

Tableau IV : Composition modale de deux échantillons témoins des filons doléritiques du Massif de Quérigut - Indice de coloration - Pourcentage en anorthite du plagioclase

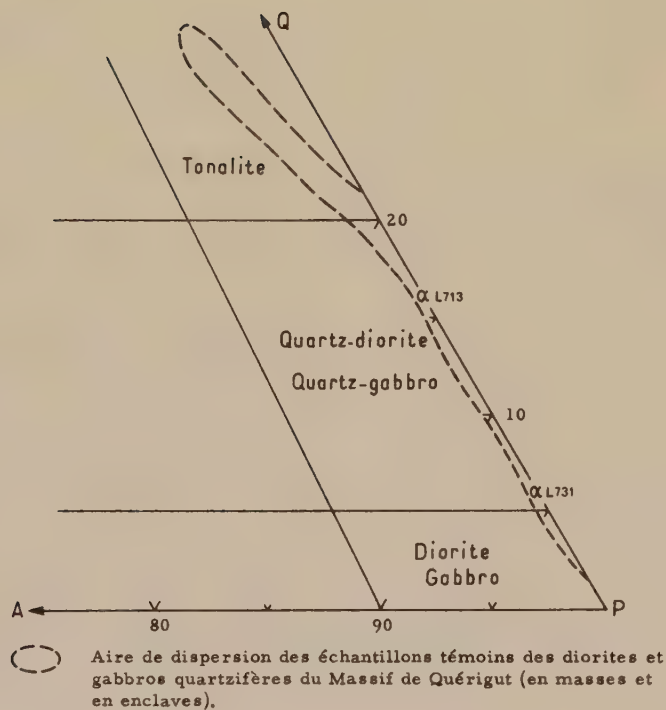


Fig. 14 - Localisation dans le diagramme de A. Streckeisen (partiel) des échantillons témoins des filons doléritiques du Massif de Quérigut.

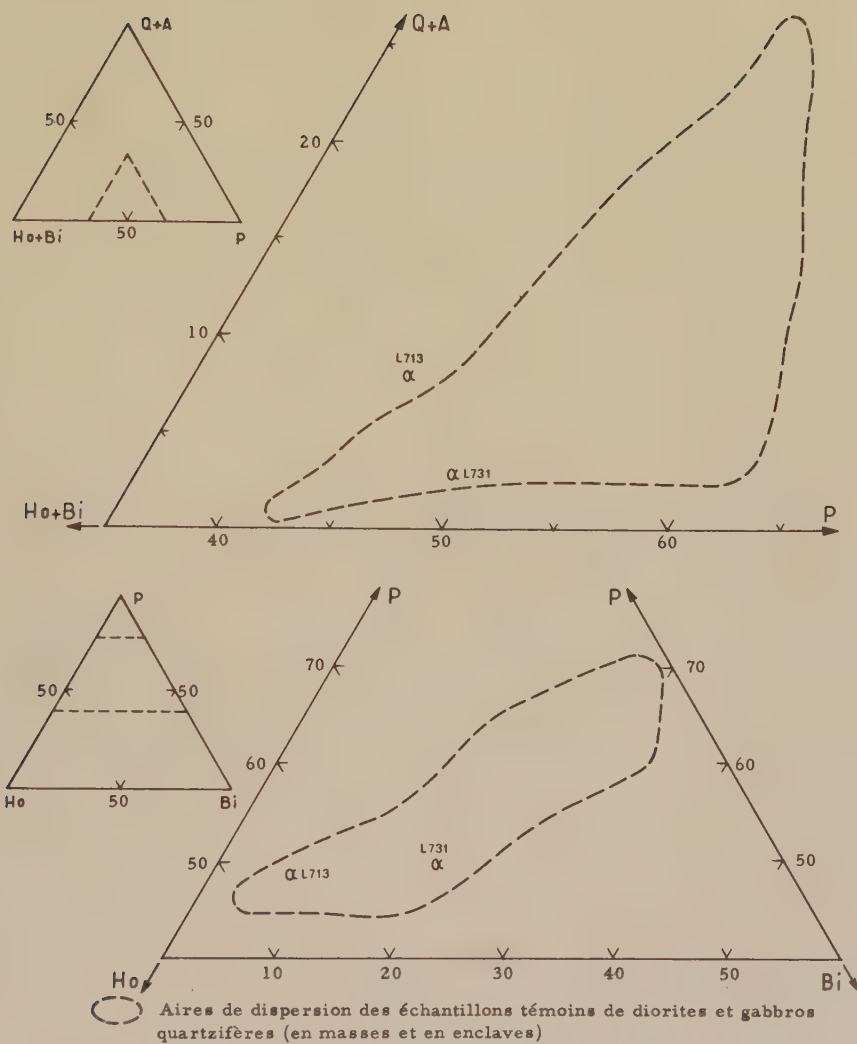


Fig. 15 - Répartition de 2 échantillons témoins provenant des filons doléritiques du Massif de Quérigut dans deux diagrammes minéralogiques :

A : Quartz + Feldspath alcalin - Plagioclase - Biotite + Hornblende -
 B : Plagioclase - Biotite - Hornblende -

VI - CONCLUSION

1) LES FORMATIONS FILONIENNES ACIDES : Malgré l'existence de différences importantes minéralogiques et de mode de gisement et mis à part le groupe des plagiaplites, les divers types pétrographiques qui constituent l'essentiel des filons acides du Massif de Quérigut (granites à 2 micas, aplites, granophyres et microgranites à biotite), représentent, du point de vue pétrographique un ensemble relativement homogène à caractère granitique affirmé (se regroupant dans la famille des monzo-granites). Dans cet ensemble, les microgranites paraissent s'individualiser en se localisant assez nettement dans le prolongement des séries définies par les granitoïdes septentrionaux et méridionaux. Les granites à deux micas, les granophyres et les aplites s'en distinguent par une dispersion importante semblant nettement oblique par rapport aux séries précédentes. Les plagiaplites s'individualisent nettement par rapport à cet ensemble sous l'effet de leur richesse en plagioclase (représenté en majeure partie par de l'albite) et leur très grande pauvreté en minéraux colorés (uniquement représentés par du sphène). Il semble que du moins pro-parte, ces caractères particuliers soient liés à une phase d'albitisation contemporaine d'une action tectonique importante.

Dans la majorité des roches étudiées, l'ordre de cristallisation semble relativement simple résultant de la succession chronologique de la biotite (ou dans les aplites méridionales, du pyroxène), du plagioclase, du feldspath alcalin (vraisemblablement orthose recristallisant ultérieurement avec une intensité croissante du Nord au Sud du Massif, en microcline) et enfin du quartz (auquel sont associées dans les granites à 2 micas, la muscovite et la tourmaline). Par contre, dans les microgranites à biotite et les granites à 2 micas en filons dans la zone méridionale du Massif, les relations entre les phases minérales sont plus complexes se marquant (surtout par une double génération de biotite). Ceci nous a conduit à admettre l'existence, pour ces roches, d'un ordre de cristallisation en deux temps successifs. Le premier temps se caractériserait principalement par l'apparition de biotite en grandes paillettes très colorées. Puis à la suite d'un phénomène de nature indéterminée se seraient développés de façon sensiblement synchrone de la biotite secondaire (nettement distincte de la précédente), du plagioclase puis du feldspath alcalin et enfin du quartz. Mise à part l'absence d'une double génération de plagioclase, l'ordre de cristallisation ainsi défini est très proche de celui que nous avons établi pour les granodiorites et les tonalites septentrionales et l'ensemble des granitoïdes méridionaux. Dans le cas des microgranites à biotite, cette convergence est importante car elle s'ajoute au fait que ces roches sont toujours associées aux tonalites et granodiorites en bordure des masses gabbro-dioritiques. Nous sommes ainsi tenté d'envisager l'existence d'une relation génétique entre ces deux ensembles de roches ignées. D'autre part, les filons de granite à 2 micas localisés dans la partie méridionale du Massif, présentent les mêmes textures blastomylonitiques que les roches granitoïdes qu'ils recoupent. Cette observation tendrait ainsi à montrer que la phase de recristallisation liée à la blastomylonitisation serait tardive dans l'histoire de mise en place du Massif.

2) LES FILONS DOLÉRITIQUES : Quoique se distinguant des roches gabbro-dioritiques (en masses ou en enclaves) par leur mode de gisement (et parfois leur texture), les filons doléritiques s'en rapprochent par la grande similitude de leurs caractères pétrographiques et minéralogiques.

En effet, mise à part l'absence d'une double génération de plagioclase bien

bien individualisée, les dolérites sont constituées des mêmes associations paragénétiques (montrant de plus un ordre de cristallisation identique) que les roches gabbro-dioritiques. D'autre part, tout en étant fortement dispersées du point de vue de leur composition pétrographique, les dolérites se regroupent dans l'aire de répartition des roches gabbro-dioritiques. Ainsi malgré leurs caractères distincts, ces deux ensembles ignés semblent pouvoir être reliés génétiquement.

B. ETUDES GEOCHIMIQUES, MINERALOGIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES

B - Chapitre 1

ETUDE GEOCHIMIQUE

INTRODUCTION: Au cours des différentes missions de terrain dans le Massif de Qué-
rigut, nous avons prélevé environ 520 échantillons représentatifs des trois grands
ensembles de roches ignées (roches basiques, granitoïdes, filons). Cet échantil-
lonnage, réalisé à la fois sous forme de prélèvements isolés et le long de coupes
continues (transversales par rapport aux structures d'ensemble), répondait à un
double objectif. En premier lieu, nous avons cherché à illustrer la plupart des
types pétrographiques observés dans le Massif. D'autre part, il importait de vé-
rifier l'homogénéité des divers faciès pétrographiques déterminés sur le terrain
(carte d'échantillonnage hors texte).

Ces échantillons ainsi recueillis ont été analysés pour les éléments
majeurs, au quantomètre du C.R.P.G. selon la méthode mise au point par K.
GOVINDARAJU (1965). De plus, comme l'analyse quantométrique dose le fer sous for-
me de Fe_2O_3 , (total) nous avons eu recours pour certains échantillons (plus par-
ticulièrement les échantillons témoins) à l'analyse par voie humide afin de dé-
terminer les teneurs en FeO . Enfin nous disposons de 60 analyses d'éléments en
traces dosés, également au C.R.P.G., par spectrographie d'émission (1).

Grâce à l'analyse en grande série, la géochimie apparaît de plus en
plus comme un outil fondamental pour l'étude des processus pétrogénétiques en
permettant notamment de mettre en évidence et de caractériser (du point de vue
chimico-minéralogique) des évolutions que la pétrographie seule ne pourrait dé-
celer.

. Grâce aux très nombreuses analyses de roches ignées dont nous disposons

(1) Etant donné le manque de précision de cette méthode analytique, notre étude
géochimique sur les éléments en traces est demeurée très sommaire. Dans la ma-
jorité des cas, nous nous sommes contentés de souligner les variations systé-
matiques importantes de certains éléments.

l'étude chimique nous a fourni des informations capitales en vue de la résolution de plusieurs grands problèmes posés par le Massif.

En premier lieu, compte tenu des erreurs analytiques, nous avons vérifié l'individualisation des divers ensembles définis pétrographiquement en précisant leurs caractéristiques chimico-minéralogiques. Dans bien des cas, nous avons par cet intermédiaire, défini avec précision la localisation et l'extension des principaux types ignés et ainsi complété notre cartographie.

Par contre, certains faciès pétrographiques se sont révélés hétérogènes, leurs échantillons présentant une dispersion nettement supérieure aux écarts analytiques. Grâce à l'étude de la répartition des points représentatifs de ces roches dans diverses représentations graphiques, il a été possible d'obtenir une définition chimico-minéralogique de cette dispersion et à partir de ces données de rechercher la nature du ou des phénomènes responsables. Enfin, par l'intermédiaire de la géochimie en grande série, nous avons pu mettre en évidence l'existence de séries ignées rassemblant plusieurs faciès pétrographiques différents qui s'alignent suivant des axes bien déterminés. La connaissance de la nature de ces séries et des relations qu'elles présentent entre elles nous ont apporté de nombreux arguments lors de la discussion des phénomènes pétrogénétiques subis par le Massif de Quérigut tout au cours de son histoire.

Afin d'illustrer notre étude géochimique, nous présenterons d'une part les compositions des échantillons témoins sélectionnés lors de l'étude pétrographique précédente, d'autre part les compositions moyennes représentant à la fois les grands ensembles ignés, et dans le cas des formations gabbro-dioritiques, les différents groupes pétrographiques distingués. D'autre part, la reconstitution minéralogique de ces roches a été effectuée à l'aide de la mésonorme de T.F.W. BARTH (1959). Nous l'avons préférée à la catanorme de C.I.P.W. LACROIX car elle donne une idée beaucoup plus exacte de la composition minéralogique réelle des roches (en faisant notamment intervenir la biotite et l'amphibole).

I - CHOIX DES REPRESENTATIONS GRAPHIQUES

Depuis le début de la géochimie, les pétrographes se sont penchés sur l'étude des relations entre la composition chimique des roches ignées et leur composition minéralogique. En effet, la composition chimique d'une roche est égale à la somme pondérée des compositions des minéraux qui la constituent. Il en résulte que les variations chimiques notées dans une série ignée reflètent l'existence d'une évolution minéralogique importante (variations de la nature ou de la composition des minéraux et de leur abondance).

Partant des compositions chimiques des roches ignées, différents auteurs ont présenté des reconstitutions minéralogiques basées sur des minéraux soit réels soit virtuels. C'est ainsi qu'ont été établies d'une part la catanorme de C.I.P.W. LACROIX et la mésonorme de T.F.W. BARTH (1959). A partir des résultats de ces normes (et plus particulièrement de la catanorme), les auteurs ont défini une classification chimico-minéralogique des roches ignées.

Parallèlement à l'établissement de ces normes, de nombreux auteurs se sont attachés au problème de la représentation graphique des compositions chimiques des roches ignées. Ainsi de nombreux types de diagrammes ont été construits

en utilisant soit les valeurs brutes fournies par les analyses (combinées 2 à 2 ou 3 à 3), soit des paramètres associant linéairement plusieurs éléments. Parmi ces nombreuses représentations graphiques, nous pouvons citer celles de HARKER, de LARSEN, de J. JUNG, de von WOLF, d'ESKOLA et enfin de NIGGLI. Reprenant l'étude théorique de ces différents diagrammes, H. de la ROCHE (1964) montra qu'il était possible de juger de l'efficacité réelle d'un système de représentation donné vis à vis d'une série de roches en y introduisant les points figuratifs des minéraux essentiels des roches. De cette revue, il en déduisit que : "Le choix d'un système de représentation graphique de la composition chimique des roches cristallines devrait être guidé par trois principes majeurs.

1) Les paramètres chimiques seront tels que les minéraux essentiels dont les proportions influent sur la valeur de ces paramètres aient des points figuratifs bien définis.

2) Une représentation graphique n'a d'intérêt qu'autant que les points figuratifs des minéraux essentiels sont largement dispersés.

3) L'interprétation quantitative se trouve facilitée lorsque les relations géométriques entre le point figuratif de la roche et ceux des minéraux constituants se rattachent à des caractères simples tels que les poids ou les volumes partiels".

Compte tenu de ces principes, l'auteur proposa un diagramme résultant de la superposition de deux représentations en coordonnées rectangulaires dont les paramètres (1) sont égaux à :

$$\text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + \frac{2\text{Ca}}{3}) \quad \text{en fonction de } \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$$

et $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} \quad \text{en fonction de } \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$

Dans ce diagramme (et plus précisément dans sa partie inférieure), les points figuratifs des minéraux sont fortement dispersés. C'est notamment le cas pour le quartz, le feldspath alcalin et le plagioclase (dont les deux constituants albite et anorthite sont sensiblement confondus) qui se localisent sensiblement aux sommets d'un triangle équilatéral. Cette figure peut être interprétée comme la projection sur le plan du diagramme du classique tétraèdre Q - Or - Ab - An (parallèlement à l'arête Ab - An) largement utilisé en pétrologie. Le diagramme se prête donc à une typologie chimique générale accordée à la classification minéralogique à ceci près que les minéraux colorés régissent, comme les minéraux quartzo-feldspathiques, la valeur des paramètres chimiques des roches ignées, donc leur typologie.

Sur ce diagramme chaque roche (ou minéral) sera représentée par deux points figuratifs alignés sur une même verticale qu'ils découpent en trois segments.

q : segment dont la longueur est proportionnelle au pourcentage en poids du quartz

(1) Les paramètres sont calculés à partir du nombre de milliatomes-grammes de chaque élément dans 100 g. de roche.

c : segment dont la longueur est proportionnelle au pourcentage en poids de minéraux colorés.

f : segment complémentaire dont la longueur est proportionnelle au pourcentage en poids de feldspath (plagioclase et feldspath alcalin).

Conçu principalement pour l'étude des roches ignées acides et intermédiaires (granites - granodiorites), ce diagramme se prête moins aisément à la discrimination des roches basiques (plutoniques et volcaniques). En effet, la transition gabbro-diorite (ou basalte-andésite) se marque principalement, du point de vue minéralogique par une notable variation de la composition de la phase plagioclase en direction de l'albite. Comme, dans le diagramme l'albite et l'anorthite sont sensiblement confondus, les points représentatifs des diorites et des gabbros (ou des basaltes et des andésites) vont se projeter sensiblement dans le même domaine. D'autre part, en associant le magnésium au fer, le diagramme tend à masquer le jeu important de ce dernier élément. En effet, la nature d'une série basaltique peut être définie à partir de l'importance de la variation du fer durant les premiers stades de la différenciation (distinction entre séries tholéïtiques et séries calco-alcalines) (1).

Compte tenu de ces observations, nous avons en liaison avec H. de la ROCHE (1972), modifié ce diagramme, tout en conservant ses propriétés fondamentales, en le scindant en deux représentations graphiques rectangulaires distinctes. Les paramètres de la première (fig. 16A) sont égaux à :

$$X = K - \frac{(\text{Na} + \text{Ca})}{2} \quad \text{et} \quad Y = \frac{\text{Si}}{3} - \left(K + \frac{3\text{Na}}{2} + \frac{\text{Ca}}{3} \right)$$

ceux de la seconde (fig. 17) :

$$X = \frac{\text{Si}}{4} - (K + \text{Na} + \text{Ca}) \quad \text{et} \quad Y = \text{Fe} + \text{Ti}$$

Dans le premier diagramme (où tous les minéraux ont une position bien définie), les phases quartzo-feldspathiques se disposent au sommet d'un quadrilatère qui peut être, comme précédemment, interprété comme la projection sur le plan de la figure du tétraèdre Q - Or - Ab - An. Le plan de la figure est tel que Q se localise sur l'axe OY et que l'axe OX passant par le point Or recoupe l'arête Ab - An au point figuratif de An 60 (fig. 16A). Retrouvant ainsi le tétraèdre utilisé dans la classification chimico-minéralogique des roches ignées nous pouvons reporter les points figuratifs des compositions moyennes des principaux types (plutoniques et volcaniques) calculées par S.R. NOCKOLDS (1954) (fig. 16B). Ces points ne se distribuent pas au hasard mais suivant un réseau relativement régulier.

Dans le second diagramme, les points figuratifs des minéraux quartzo-feldspathiques se localisant tous sur l'axe OX, nous ne retrouvons plus le tétraèdre Q - Or - Ab - An. Il ne peut donc être utilisé pour une typologie précise des roches ignées. D'autre part, en ne faisant jouer que le fer les minéraux ferro-magnésiens (biotite - amphibole - pyroxènes - olivine....) n'ont pas une position fixe mais se déplacent suivant des segments parallèles à OY. Ainsi seule la combinaison des observations faites sur ces deux représentations graphiques

(1) Nous reviendrons sur ce problème fondamental dans le chapitre consacré à la typologie des roches ignées.

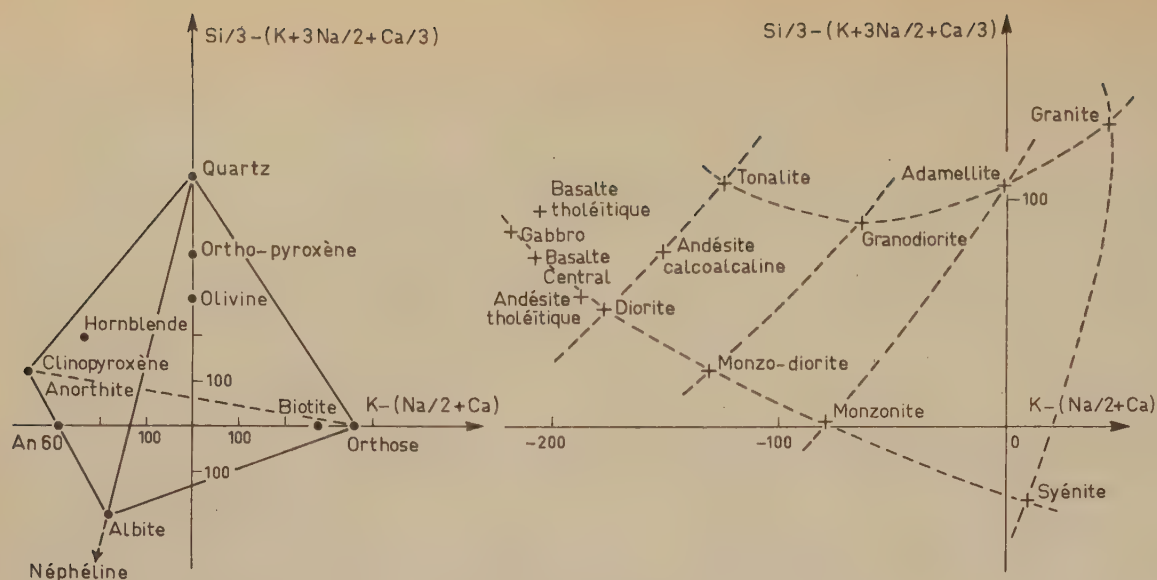


Fig. 16 - Diagramme chimico-minéralogique des alcalins .
(J. Leterrier et H. De La Roche, 1972).

- A : Localisation des phases minérales principales constituant les roches ignées (tétraèdre Q-Or-Ab, An).
- B : Distribution des roches ignées plutoniques moyennes (d'après les données de S. R. Nockolds 1954) et de différents types de basaltes et d'andésites (S. R. Nockolds, 1954, S. R. Taylor, 1968).

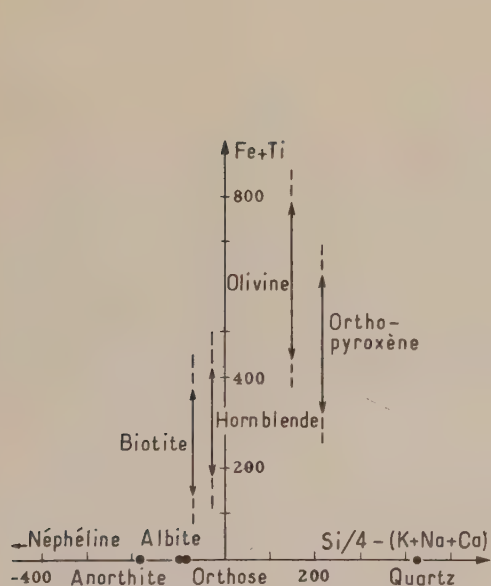
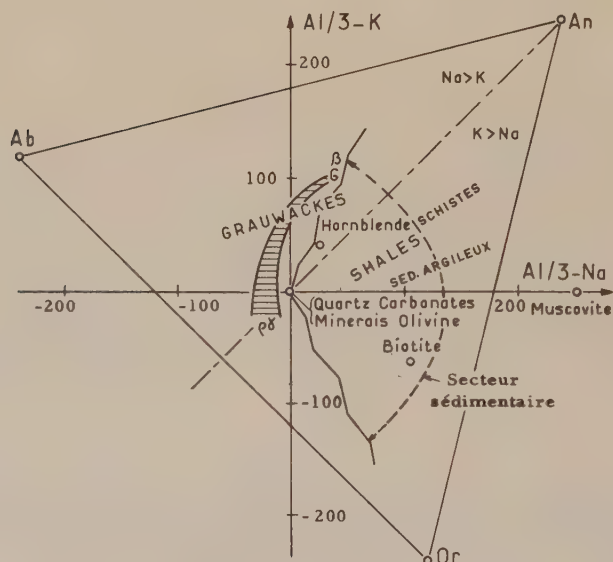


Fig. 17 - Diagramme chimico-minéralogique du fer (J. Leterrier et H. De La Roche, 1972).

-Distribution des minéraux principaux constitutifs des roches ignées - Les minéraux ferro-magnésiens se déplacent, selon leur teneur en fer, le long d'axes parallèles à l'axe des ordonnées.



Aire de dispersion des roches ignées de la famille granite (rhyolite) - gabbros (basalte) (S. R. Nockolds, 1954).

Fig. 18 - Diagramme chimico-minéralogique de l'alumine (H. De La Roche, 1968).

-Localisation des minéraux principaux constitutifs des roches ignées.
-Domaines et tendances ignées (série calcoalcaline) et sédimentaires.

permet d'avoir une bonne définition chimico-minéralogique des roches ignées étudiées (et plus précisément des roches basiques) (fig. 17 et 19A).

Au cours de notre étude géochimique, nous nous sommes d'autre part appuyés sur un autre diagramme rectangulaire, également mis au point par H. de la ROCHE (1968), dont les paramètres (1) sont égaux à : $X = \frac{Al}{3} - Na$ et $Y = \frac{Al}{3} - K$ (fig. 18). L'intérêt fondamental de cette représentation graphique est de nettement séparer les domaines ignés et sédimentaires grâce au comportement différentiel de Na, K et Al. En effet, dans les séries ignées communes, les rapports Na/Al et K/Al décroissent simultanément des roches acides aux roches basiques. Au contraire, durant les processus sédimentaires, Na/Al décroît fortement tandis que K/Al demeure sensiblement constant (fig. 19B).

Du point de vue minéralogique, cette représentation graphique disperse fortement les feldspaths (aux sommets d'un triangle approximativement équilatéral) et les phyllites (micas et minéraux des argiles) ; par contre, les minéraux dépourvus (ou très pauvres) d'alumine et d'alcalins (quartz, carbonates, pyroxènes, péridotes, minerais ...) se regroupent à (ou à proximité) l'origine (fig. 18).

II - CARACTERES GEOCHIMIQUES MAJEURS DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

1) LES ROCHES BASIQUES (gabbros et diorites quartzifères) - Les diorites et gabbros quartzifères du Massif de Quérigut (en masses importantes ou en enclaves de formes et de tailles variables) constituent du point de vue géochimique un ensemble très hétérogène caractérisé par d'importantes variations de tous les éléments. Il en résulte une notable dispersion des points représentatifs dans les représentations graphiques choisies. Afin de bien définir les différents types ignés qui constituent cet ensemble et de caractériser chimico-minéralogiquement les variations responsables de la dispersion, nous étudierons successivement les faciès qui constituent les masses importantes puis ceux qui apparaissent en enclaves de faibles dimensions.

a) Les gabbros et diorites quartzifères en masses importantes : L'examen de la répartition des échantillons de ce groupe dans les différentes représentations graphiques (fig. 20 - 21 - 22 hors texte et 23 - 24) montre l'existence de deux sous-ensembles distincts. Le premier qui ne regroupe que trois échantillons, présente des caractères nettement gabbroïques ; le second dans lequel se dispersent fortement les autres échantillons tend à se centrer à proximité de la famille des diorites.

a) *Les gabbros quartzifères* : Ce groupe restreint, illustré par les deux échantillons témoins P 618 et L 636 (tableau V) se rattache nettement à la famille des gabbros. En effet, en comparant les compositions de ces échantillons à la moyenne des gabbros calculée par S.R. NOCKOLDS (1954) (tableau VI), nous notons une identité du point de vue des teneurs en calcium, magnésium et alcalins. De plus, ces roches se caractérisent par la teneur élevée en anorthite de leur plagioclase et leur richesse en minéraux ferro-magnésiens (avec une forte prédo-

(1) Les paramètres sont calculés, comme les précédents, à partir du nombre de millièmes-grammes des éléments dans 100 g de roche.

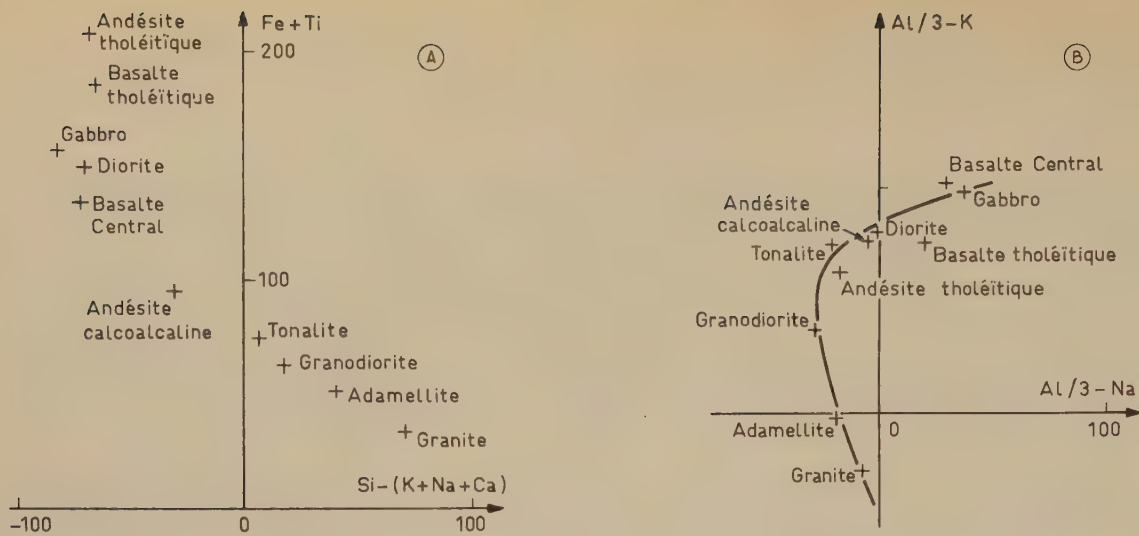


Fig. 19 - Diagrammes chimico-minéralogiques du fer (A) et de l'alumine (B).

Localisation des compositions moyennes des roches ignées plutoniques de la série calcoalcaline (S. R. Nockolds, 1954) et de différents types de basaltes et d'andésites (S. R. Nockolds, 1954 - S. R. Taylor, 1968).

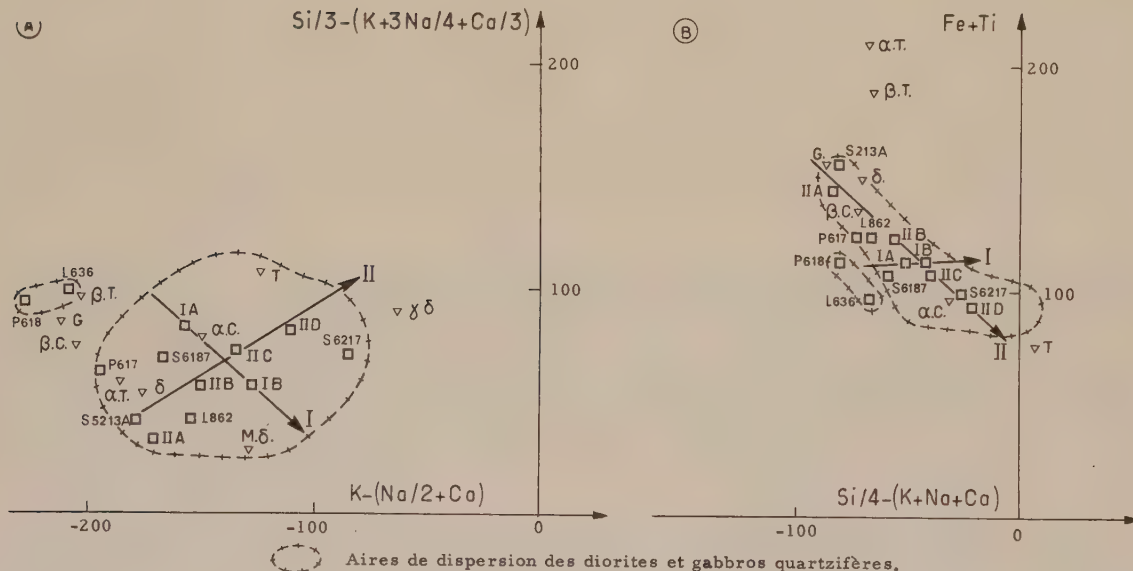


Fig. 23 - Diagrammes chimico-minéralogiques des alcalins (A) et du fer (B).

- Localisation des échantillons témoins des gabbros et diorites quartzifères en masses importantes dans le Massif de Quérigut. Distinction des deux tendances évolutives chimiques majeures responsable de la dispersion des diorites quartzifères : I : tendance alcaline à fer constant - II : tendance siliceuse à fer décroissant.
- Les tendances sont définies à partir des compositions moyennes des échantillons calculées en les regroupant :
 - I : suivant leur teinte (A faciès mélanocrates - B faciès mésocrates),
 - II : suivant leur granulométrie (A faciès à grain très fin de bordure des masses basiques - B faciès à grain fin - C faciès à grain moyen - D faciès à gros grain).
- Localisation de diverses roches ignées moyennes (plutoniques et volcaniques) cf. fig. 16.

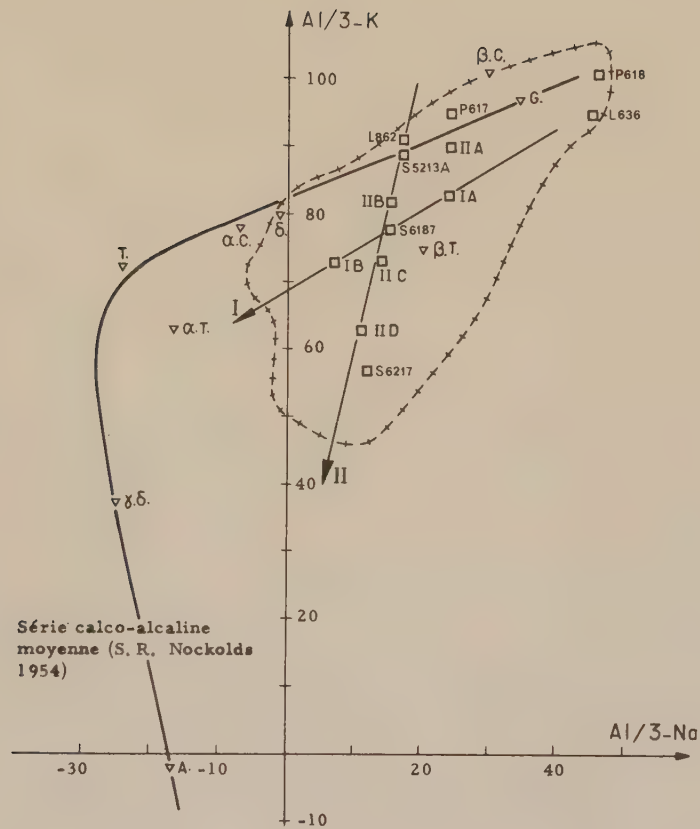


Fig. 24 - Diagramme chimico-minéralogique de l'alumine.

- Localisation des échantillons témoins de gabbros et diorites quartzifères en masses importantes dans le Massif de Quérigut.
- Distinction des deux tendances d'évolution chimique (I : tendance alcaline à fer constant - II : tendance siliceuse à fer décroissant)

Même légende que fig. 23.

	Gabbros quartzifères			Diorites quartzifères					
	P618	L636	G (3)*	S5213A	P617	L862	S6187	S6217	D (48)*
SiO ₂	50,30	51,90	51,00	50,60	51,40	53,10	55,30	57,20	54,70
Al ₂ O ₃	17,40	17,75	17,58	18,40	17,70	19,80	17,40	16,90	17,90
Fe ₂ O ₃	1,47	1,04	7,39**	1,61	1,08	1,83	1,51	1,92	7,91**
FeO	6,19	5,45		9,02	6,88	6,03	5,65	4,34	
MnO	0,14	0,13	0,13	0,23	0,14	0,15	0,12	0,11	0,13
MgO	7,62	6,89	7,17	5,49	6,49	3,63	5,45	4,56	4,59
CaO	11,60	10,92	11,16	8,94	9,60	7,81	8,61	6,19	7,35
Na ₂ O	2,12	2,16	2,13	3,19	2,93	3,48	3,08	3,07	3,13
K ₂ O	0,61	0,90	0,79	1,44	0,99	1,79	1,69	2,52	1,90
TiO ₂	0,74	0,71	0,65	0,87	1,17	1,49	0,83	1,11	1,10
PF	1,80	1,70		0,87	1,29	1,07	0,84	1,34	
Total	99,99	99,55		100,66	99,67	100,18	100,48	99,26	
Ba	141				219	562	572	813	
Cr	302				210	31	170	110	
Cu	19				18	24	23	14	
Ga	19				25	25	21	22	
Ni	100				60	15	46	31	
Sr	204				224	247	214	200	
V	210				282	290	180	100	
Li	14				32	31	36	69	
Rb	22				36	59	67	200	
Quartz	4,32	7,06	5,02	0,81	4,37	5,99	7,50	11,38	10,05
Orthose								1,31	
Plagiocla	48,65	50,15	50,50	49,55	50,35	56,90	47,75	51,65	52,95
Biotite	4,84	8,64	7,76	13,52	9,44	17,04	15,85	21,40	18,16
Amphibole	37,67	31,20	34,23	32,56	32,63	17,70	25,86	11,62	16,35
Accessoi.	3,57	3,03	2,71	3,40	3,06	2,22	3,10	2,52	2,57
% An Pl.	59	58,5	61	42	48	45	43	44,5	46
Na + K	81	89	86	134	115	150	135	153	141
Fe/Mg	0,55	0,51	0,51	1,07	0,68	1,18	0,71	0,74	0,86

Tableau V : Compositions chimiques (éléments majeurs et traces) des échantillons témoins et compositions moyennes des gabbros (G) et diorites quartzifères (D) en masses importantes, du Massif de Quérigut - Analyses C.R.P.G. Nancy.

- Normes calculées à l'aide de la mésonorme de Barth

- Somme des alcalins (calculée à partir du nombre de millièmes grammes dans 100 g de roche) - rapport Fe/Mg.

* Nombre d'échantillons sélectionnés pour calculer les moyennes

** Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

Les échantillons témoins sont classés par classes de granulométrie croissante.

minance de la hornblende sur la biotite). Cependant, malgré ces caractères, les gabbros quartzifères du Massif de Quérigut s'individualisent nettement par leur pauvreté en fer, ce déficit semblant essentiellement comblé par des teneurs plus élevées en silice et en alumine. Ceci se traduit dans les roches étudiées du point de vue minéralogique par une plus grande richesse en quartz et en plagioclase et par contre un certain déficit en minéraux ferro-magnésiens.

Au cours de l'étude pétrographique précédente, nous avons mis en évidence dans les gabbros (et diorites) quartzifères du Massif de Quérigut des caractères tendant à les rapprocher des dolérites et par cet intermédiaire, des roches volcaniques basiques (basaltes et andésites). Il importe donc de comparer les formations étudiées non seulement avec les termes grenus correspondants mais avec leurs équivalents volcaniques. Etant donné que nos gabbros renferment de façon constante du quartz normatif, nous les comparerons aux compositions moyennes des basaltes sur-saturés (1) (basalte tholéïtique, hyperalumineux, centraux) (tableau VI). Les gabbros quartzifères du Massif de Quérigut, tout en présentant des caractères communs avec les basaltes tholéïtiques et hyperalumineux (teneurs très proches en alcalin, en calcium, en magnésium, et pour les basaltes hyperalumineux, en alumine), s'en distinguent par leur pauvreté en fer (fig. 23). Du point de vue minéralogique, cette différence se marque principalement par un pourcentage plus faible des minéraux ferro-magnésiens (tableau VI) et en contre-partie une plus grande richesse en quartz et en plagioclase (principalement par rapport aux basaltes tholéïtiques). Par contre, les basaltes centraux (définis par S.R. NOCKOLDS (1954) comme étant représentatifs des termes initiaux des séries basaltiques mises en place dans les zones orogéniques) sont beaucoup plus proches ayant également une composition normative relativement riche en quartz et plagioclase et pauvre en minéraux ferro-magnésiens (particulièrement en amphibole) (tableau VI).

Malgré l'imprécision des mesures, nous notons du point de vue des teneurs en éléments en traces certaines particularités de l'échantillon P618. En effet, il est pauvre en Ba, Li et Rb et au contraire riche en Cr et Ni. Nous notons ainsi un net parallélisme avec les valeurs moyennes calculées par M. PRINZ (1968) pour l'ensemble des basaltes tholéïtiques quartzifères (tableau VI).

Au cours de l'étude pétrographique, les deux échantillons témoins de gabbro-quartzifère ont été classés dans deux groupes granulométriques différents (P618 étant représentatif des faciès mélanocrates à grain moyen et L636 des faciès mélanocrates à grain moyen). Du point de vue chimique, l'augmentation de la granulométrie s'accompagne d'une sensible variation des différents éléments (accroissement de la silice et à un moindre degré des alcalins, diminution du fer, du magnésium, du calcium et du titane). Les différences entre les normes des deux échantillons (tableau V) mettent en évidence de façon encore plus nette cette variation. Nous notons en effet, à teneur en plagioclase sensiblement constante, un accroissement important du quartz (et à un moindre degré de la biotite) et, en contrepartie une nette diminution de l'amphibole. Nous retrouvons des résultats conformes à ceux que nous avons définis lors de l'étude pétrographique (tableau I). Ainsi, parallèlement à l'accroissement de la granulométrie, il semble que l'on puisse définir une tendance de variation chimique que nous appellerons la tendance siliceuse à fer décroissant.

(1) Pour ces différents basaltes moyens nous avons calculé les compositions minéralogiques virtuelles à l'aide de la mésonorme de T.F.W. BARTH afin de pouvoir les comparer à celles des gabbros quartzifères.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,36	50,83	49,40	51,33	51,86	51,30	59,50
Al ₂ O ₃	16,81	14,07	17,95	18,04	16,40	13,05	17,20
Fe ₂ O ₃	2,55	2,88	1,82	3,40	2,73	3,36	-
FeO	7,92	9,00	7,94	5,70	6,97	9,65	6,10
MnO	0,18	0,18	0,19	0,16	0,18	-	-
MgO	8,06	6,34	7,89	6,01	6,12	5,28	3,42
CaO	11,07	10,42	10,96	10,07	8,40	8,79	7,03
Na ₂ O	2,26	2,23	2,44	2,76	3,36	3,15	3,68
K ₂ O	0,56	0,82	0,24	0,82	1,33	1,03	1,60
TiO ₂	1,32	2,03	0,88	1,10	1,50	2,60	0,70
Ba		250					270
Cr		150					56
Cu		135					54
Ga		21					16
Ni		76					18
Sr		470					385
V		266					175
Li		10					10
Rb		18					31
Quartz	0,51	1,25	0,84	2,21	2,53	2,89	13,15
Albite	20,45	20,60	22,00	25,00	30,50	29,45	33,30
Anorthite	24,75	23,25	26,00	27,60	22,00	20,10	25,15
Biotite	5,28	8,00	2,24	7,68	12,72	9,16	15,20
Amphibole	45,50	42,82	45,68	34,35	27,80	33,09	11,77
Accessoires	3,34	3,90	3,28	3,14	4,26	4,45	1,45
% An Pl.	55	54	54	52	42	40	43
Na + K	85	89	84	106	136	124	153
Fe/Mg	0,70	0,86	0,64	0,81	0,85	1,34	1,01

Tableau VI : Compositions chimiques moyennes et compositions minéralogiques virtuelles (calculées à l'aide de la mésonorme de T.F.W. BARTH) de divers types ignés basiques. Somme des alcalins. Rapports Fe/Mg.

1) Gabbros (S.R. NOCKOLDS 1954 - table 12a) - 2) Basaltes tholéitiques (S.R. NOCKOLDS 1954 - table 7b - éléments en traces M. PRINZ 1968) - 3) Basaltes hyperalumineux (données de H.S. YODER et C.E. TILLEY 1962, M. KUNO 1960-1968, T.H. GREEN et A.E. RINGWOOD 1968, L.R. WAGER 1960) - 4) Basaltes centraux (S.R. NOCKOLDS 1954 - table 7) - 5) Diorites (S.R. NOCKOLDS 1954 - table 11) - 6) Andésites tholéitiques (S.R. NOCKOLDS 1959 - table 11) - 7) Andésites calco-alcalines (S.R. TAYLOR, 1968).

β) *Les diorites quartzifères* : Les échantillons qui constituent ce groupe pétrographique se caractérisent du point de vue chimique par la grande variabilité de leur composition chimique (ceci est illustré par les compositions des échantillons témoins) (tableau V). Il en résulte une très large dispersion dans les différents diagrammes chimico-minéralogiques (fig. 20 - 21 - 22 hors texte). En effet, les points représentatifs des roches se répartissent dans une large surface sensiblement limitée par quatre pôles représentatifs des compositions moyennes des diorites, des monzo-diorites, des tonalites et des granodiorites (fig. 23). Cette hétérogénéité apparaît également dans les normes des échantillons types, avec de fortes variations des proportions des phases minérales. Il est à noter que par rapport aux gabbros quartzifères précédents, les diorites quartzifères se distinguent essentiellement par la composition de leur phase plagioclasique qui demeure sensiblement dans le domaine de l'andésine.

Malgré la très importante dispersion chimique des diorites quartzifères, leur composition moyenne demeure relativement proche du domaine des diorites (tableau V et VI). Cependant, comme dans le cas des gabbros, les diorites quartzifères, à teneur en alcalins équivalente, se distinguent nettement par leur caractère hypoferrifère (et par contre plus siliceux et alumineux). Dans la norme ce caractère se marque principalement par un pourcentage relativement faible en minéraux ferro-magnésiens (plus précisément en amphibole), et en contrepartie, nettement plus fort en quartz.

Il importe également étant donné leurs caractères pétrographiques particuliers, de comparer les diorites quartzifères non seulement aux diorites mais également à leurs équivalents volcaniques, les andésites. Dans cet ensemble de roches volcaniques deux groupes distincts se présentent : les andésites tholéitiques (termes intermédiaires et subsidiaires des séries tholéitiques) et les andésites calco-alcalines (représentant les termes dominants des séries calco-alcalines caractéristiques des zones orogéniques). Vis à vis des andésites tholéitiques, les diorites quartzifères présentent les mêmes différences qu'avec les diorites (le caractère hypoferrifère étant encore plus accentué) (tableau VI.6). Par contre les andésites calco-alcalines (tableau VI-7) présentent avec les diorites quartzifères des caractères de convergence très nets. Elles sont en effet nettement hypoferrifères (et au contraire siliceuses et alumineuses). Leur norme montre également cette convergence avec la teneur élevée en quartz et au contraire le faible pourcentage en minéraux ferro-magnésiens (essentiellement en amphibole).

Au cours de notre étude pétrographique, nous avons scindé le groupe des diorites quartzifères constituant les masses basiques importantes en plusieurs types distincts en nous basant sur deux critères principaux : leur granulométrie (faciès à grain fin, moyen et gros et faciès à grain très fin de bordure des masses au contact des réseaux tonalitiques) et leur coloration (faciès mélanocrates, mésocrates). Il importe donc de définir les caractères chimiques qui correspondent à cette classification pétrographique. En premier lieu, la comparaison des compositions des deux échantillons témoins P617 (faciès mélanocrate) et L862 (faciès mésocrate) qui appartiennent tous deux aux faciès à grain fin, permet de mettre en évidence les caractères chimiques de la transition liée à l'éclaircissement de la teinte des roches (tableau V). Cette transition se marque par un net accroissement de la silice, de l'alumine, des alcalins (leur somme croît de 115 à 150) et du titane et, en contrepartie, par la diminution du magnésium et du calcium. Enfin, le fer semble demeurer constant. Il en résulte ainsi une forte

augmentation du rapport Fe/Mg. Les éléments en traces présentent également de très importantes variations avec le développement notable de Ba, Cu, Sr et Rb et la chute rapide de Cr et Ni (les autres éléments demeurant relativement stables). Sur le plan minéralogique, nous notons une sensible augmentation du plagioclase (dont la composition devient plus albitique) de la biotite et, à un moindre degré du quartz, l'amphibole par contre décroît très fortement (il en est de même de la somme des minéraux ferro-magnésiens). Dans les représentations graphiques, étant donné la position occupée par les différents minéraux constitutifs de ces roches, nous pouvons également retrouver les caractéristiques minéralogiques de cette transition (fig. 23). Ceci est particulièrement net dans la figure 23A où la transition se traduit par un axe légèrement oblique par rapport à la ligne An-Ab - s'écartant du pôle hornblende en direction de la biotite. En reprenant les deux échantillons témoins de gabbros décrits précédemment, nous retrouvons des variations tout à fait identiques dans les couples de points illustrant les faciès à grain moyen (P618 et S6187) et à gros grain (L636 et S6217). Ces couples de points se disposent en effet, dans les différents diagrammes chimico-minéralogiques suivant des axes sensiblement parallèles au précédent (figs. 23 - 24). Afin de présenter une image globale de cette tendance de variation, nous avons scindé la famille des diorites quartzifères constituant les masses basiques importantes en deux groupes : le premier représentant les faciès mélanocrates, le second les faciès mésocrates. La comparaison des deux compositions moyennes ainsi calculées (tableau VII-I) permet de retrouver toutes les caractéristiques chimico-minéralogiques définies ci-dessus. Nous concluons à l'existence, dans les diorites quartzifères, d'une tendance évolutive alcaline à fer constant (axe I fig. 23 - 24) liée dans une même classe granulométrique, au développement important du plagioclase dont la composition devient nettement plus sodique, de la biotite et à un moindre degré des minerais (principalement représentés par de l'ilménite). En contrepartie l'amphibole décroît fortement.

Il apparaît d'autre part, dans les différentes représentations graphiques, que les couples de points caractérisant la tendance précédente esquissent des axes sub-parallèles qui se décalent progressivement en direction du quartz à mesure que leur granulométrie s'accroît. Il est ainsi possible de définir dans les diorites quartzifères une tendance évolutive liée à la variation granulométrique, qui est très oblique par rapport à la tendance alcaline à fer constant. Afin de pouvoir déterminer les caractères chimico-minéralogiques de cette tendance, nous avons également divisé l'ensemble des diorites quartzifères en quatre groupes représentatifs des classes granulométriques définies au cours de l'étude pétrographique : A : faciès à grain très fin (faciès de bordure des masses basiques au contact des ciseaux tonalitiques) - B : faciès à grain fin - C : faciès à grain moyen - D : faciès à gros grain (tableau VII-II). La comparaison des compositions moyennes de ces quatre groupes montre que l'accroissement de la granulométrie s'accompagne d'une forte variation de tous les éléments (croissance de la silice et des alcalins, surtout du potassium, décroissance de tous les autres éléments). Sur le plan minéralogique (de la norme) cette évolution se marque par l'augmentation importante du quartz et de la biotite, en contrepartie l'amphibole et les minéraux accessoires diminuent. Enfin, le pourcentage en plagioclase dont la composition demeure très stable, varie très peu. Il est ainsi possible de conclure à l'existence d'une seconde tendance évolutive bien individualisée que nous appellerons tendance siliceuse à fer décroissant (II, fig. 23 - 24). Nous notons cependant que le point représentatif de la composition moyenne des faciès à grain très fin (II A) se localise sensiblement à l'écart de l'alignement des trois autres points. Ce décalage (figs. 23 - 24) semble traduire un caractère hyperpotas-

	I		II			
	A (18)*	B (30)*	A (5)*	B (14)*	C (18)*	D' (11)*
SiO ₂	53,30	55,30	49,10	52,95	55,40	57,80
Al ₂ O ₃	17,86	18,03	19,23	18,14	17,51	17,35
Fe ₂ O ₃ **	8,09	7,96	10,63	8,66	7,53	6,50
MnO	0,13	0,12	0,17	0,13	0,12	0,11
MgO	5,66	3,65	5,33	4,72	4,48	4,15
CaO	8,17	6,68	8,29	7,78	7,18	6,16
Na ₂ O	2,89	3,43	3,34	3,23	3,12	3,16
K ₂ O	1,58	2,12	1,65	1,74	1,97	2,34
TiO ₂	0,92	1,13	1,04	1,32	1,02	0,95
Quartz	8,02	9,66	1,10	6,83	11,10	15,92
Orthose	-	-	-	-	-	1,20
Plagioclase	50,30	56,55	53,10	53,50	52,60	51,85
Biotite	15,45	20,48	14,00	15,04	17,28	20,80
Amphibole	23,15	10,18	28,00	22,10	15,97	8,32
Accessoires	3,07	3,10	3,72	2,64	2,94	1,85
% An Pl.	48	42	44	45	45	44
Na + K	127	156	143	147	143	152
Fe/Mg	0,71	1,10	1,00	0,92	0,84	0,78

Tableau VII : Compositions moyennes des diorites quartzifères du Massif de Quérigut.

Composition modales (calculées suivant la mésonorme de BARTH)

Les échantillons sont regroupés :

I : suivant leur teinte : A faciès mélanocrates - B faciès mésocrates

II : suivant leur granulométrie : A faciès à grain très fin (faciès de bordure des masses basiques au contact des "réseaux" tonalitiques)

B faciès à grain fin - C faciès à grain moyen - D faciès à gros grain.

* : nombre d'échantillons choisis pour calculer les compositions moyennes

** : Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃.

sique (et peut-être hyposodique) par rapport aux autres faciès de diorites quartzifères. Mis à part cette particularité, nous retrouvons bien la tendance mise en évidence dans le groupe des gabbros quartzifères (faisant correspondre les deux échantillons témoins P618 : faciès à grain moyen et L636 : faciès à gros grain). Le comportement des éléments en traces durant l'accroissement de la granulométrie peut être déduit de la comparaison des compositions des trois échantillons témoins P617, S6187 et S6217 qui tendent à s'aligner dans les diagrammes suivant une direction comparable à celle définie par la tendance évolutive moyenne II (fig. 23 - 24). Nous notons plus particulièrement une forte augmentation de Ba, Li et Rb et par contre, une nette décroissance des autres éléments. Ainsi par rapport aux variations liées à la tendance alcaline à fer constant, nous relevons plusieurs différences significatives se traduisant en majeure partie par le jeu particulier de Sr et V.

Nous venons ainsi de montrer que l'importante dispersion chimique des diorites quartzifères constituant les masses basiques semble résulter de la superposition de tendances évolutives distinctes : une tendance alcaline à fer constant (se traduisant du point de vue pétrographique par la transition, à granulométrie constante, entre les faciès mélanocrates et mésocrates) et une tendance siliceuse à fer décroissant (caractérisant l'accroissement progressif de la granulométrie). Comme nous l'avons déjà souligné lors de l'étude pétrographique, la répartition des différents faciès à l'intérieur des masses basiques ne répond à aucun critère zonéographique particulier car sur un même affleurement plusieurs faciès peuvent coexister présentant entre eux des rapports très complexes (hormis les faciès hypermélanocrates à grain très fin de bordure, leurs contacts sont généralement très flous sans que l'on puisse définir en toute certitude une chronologie relative de cristallisation). L'étude chimique (en nous basant sur l'observation de la répartition des échantillons provenant d'une même masse dans les diverses représentations graphiques) ne permet pas non plus de définir une répartition régulière des différents faciès. En effet, sur l'affleurement dont provient l'échantillon S6217 (au coeur de la masse basique de la Forêt de Joucarets), nous avons prélevé deux autres types pétrographiques à grain fin auxquels il semble passer de manière transitionnelle (S6216 étant un faciès mélanocrate et S6218 un faciès mésocrate). L'examen des compositions chimiques de ces trois échantillons montre que la transition entre S6216 et S6218 peut être reliée à la tendance évolutive alcaline à fer constant et par contre la transition entre S6216 et S6217 peut se rattacher à la tendance évolutive siliceuse à fer décroissant (tableau VIII).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total
S6216	53,20	18,10	8,39	0,13	5,04	7,28	3,07	2,12	1,42	0,96	99,71
S6217	56,90	16,85	6,74	0,11	4,54	6,16	3,06	2,51	1,10	1,33	99,30
S6218	53,90	18,45	8,54	0,13	3,11	7,17	3,46	2,17	1,60	1,02	99,55

Tableau VIII : Composition chimique de trois faciès de diorites quartzifères prélevées sur un même affleurement au coeur de la masse basique de la forêt de Joucarets (S6216 : faciès mélanocrate à grain fin S6217 : faciès mésocrate à gros grain - S6218 : faciès mésocrate à grain fin).

	I				II
	L7028	L7014	L7020	L7026	S5202
SiO ₂	47,40	52,40	51,50	55,40	63,20
Al ₂ O ₃	17,60	20,60	17,30	16,60	16,40
Fe ₂ O ₃ *	10,57	7,42	8,51	7,91	6,10
MnO	0,18	0,10	0,15	0,16	0,09
MgO	7,90	3,76	6,33	5,93	2,48
CaO	10,29	8,75	9,30	6,43	4,46
Na ₂ O	2,22	3,46	2,47	2,57	3,37
K ₂ O	1,57	1,78	1,78	2,52	2,88
TiO ₂	1,21	1,08	1,22	0,85	0,87
P.F.	<u>1,18</u>	<u>1,06</u>	<u>1,01</u>	<u>1,08</u>	<u>0,68</u>
Total	100,12	100,41	99,57	99,45	100,53
Ba	450		580	620	889
Cr	162		110	98	25
Cu	29		42	38	13
Ga	23		27	25	22
Ni	41		26	28	10
Sr	180		240	210	207
V	175		150	160	130
Li	28		32	38	54
Rb	80		110	155	260
Quartz	0,20	3,46	4,63	13,38	21,32
Orthose	-	-	-	-	5,95
Plagioclase	47,50	63,55	47,85	46,30	51,50
Biotite	14,96	16,95	17,28	24,30	18,00
Amphibole	32,84	13,05	26,92	14,95	1,95
Accessoires	4,50	2,87	3,30	1,90	1,34
% An Pl	57	50	53	49	40
Na + K	105	150	118	137	170
Fe/Mg	0,67	0,99	0,67	0,66	1,22

Tableau IX : Compositions chimiques (éléments majeurs, traces en ppm) des gabbros et diorites quartzifères en enclaves de dimensions restreintes dans le Massif de Quérigut.

- analyses CRPG - NANCY

- Mésonorme des échantillons (avec le % en anorthité du plagioclase).

- Somme Na + K (en milliatomes grammes pour 100 g. de roche) - rapport Fe/Mg

- I : Enclaves localisées à proximité immédiate des masses basiques (dans une matrice tonalitique) - classées par groupes de granulométrie croissante.

- II : Enclave située loin des masses basiques (dans une matrice granitique).

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

b) Les gabbros et diorites quartzifères en enclaves : Les gabbros et diorites quartzifères qui apparaissent en enclaves basiques (dans des matrices dont la composition varie depuis des tonalites jusqu'aux différents granites) dans le Massif de Quérigut constituent du point de vue chimique un ensemble très hétérogène comme les faciès précédents. En effet, dans les diverses représentations graphiques, les points représentatifs de ces roches se dispersent très largement dans une vaste surface à peu près équivalente à celle des diorites quartzifères en masses importantes (fig. 20 - 21 - 22 hors texte). La répartition des deux ensembles n'est cependant pas identique. En effet nous ne retrouvons pas de groupement identique à celui des gabbros quartzifères, d'autre part nous notons que, par rapport à l'aire de dispersion des diorites quartzifères provenant des masses importantes, celle des échantillons d'enclaves est décalée vers le pôle potassique (fig. 25 - 26).

La première observation supposerait qu'il n'existe pas, dans les enclaves, de termes gabbroïques. Cependant l'échantillon L7028 a une composition tout à fait comparable à la moyenne des gabbros calculée par S.R. NOCKOLDS (tableau VI) mis à part le potassium qui est beaucoup plus élevé (tableau IX). Nous notons de plus un léger déficit de notre échantillon en fer qui est compensé par un faible excédent en alumine. L'important excès en potassium explique que le point représentatif de cette roche soit décalé dans les différents diagrammes du domaine des gabbros en direction de celui des diorites. Comme tout le domaine de dispersion des échantillons d'enclaves est, ainsi que nous l'avons noté, notablement décalé, le caractère hyperpotassique est très général dans cet ensemble. Cette constatation peut être illustrée en comparant, à basicité voisine, des échantillons de diorites quartzifères provenant des masses importantes (P617 et S6187) avec leurs équivalents en enclaves (L7020 et L7026) (tableaux V et IX). Nous notons en effet une plus grande richesse systématique des enclaves en potassium et par contre, elles semblent plus pauvres en sodium. Sur le plan minéralogique, cette différence se traduit par l'abondance dans les enclaves de la biotite normative, de plus le plagioclase apparaît plus basique. Nous rappelons enfin que nous avons précédemment noté des caractères très voisins dans les faciès à grain très fin de bordure des masses basiques (au contact des réseaux tonalitiques).

Mis à part ce caractère potassique (et peut-être hyposodique), il est possible de définir dans les enclaves basiques, comme nous l'avons fait dans l'ensemble des diorites quartzifères en masses importantes, des tendances géochimiques en liaison avec les variations des caractères pétrographiques. Au cours de cette étude, nous passerons successivement en revue les enclaves à proximité immédiate des masses basiques (dans une matrice tonalitique) puis les enclaves isolées essentiellement biotitiques (dans une matrice granitique).

Les deux échantillons L7028 et L7014, appartenant à la même classe granulométrique (faciès à grain très fin) ont des compositions très différentes (tableau IX). Ceci peut être expliqué en partie par la présence, dans le second d'abondants phénocristaux de plagioclase (ce qui lui donne sa texture porphyrique). Ce caractère ressort très nettement de la norme. D'autre part, nous notons une augmentation importante du rapport Fe/Mg (avec dans la norme la nette prédominance de la biotite par rapport à la hornblende qui décroît très fortement). Il semble ainsi que, même si nous tenons compte du caractère hyperplagioclasi- que de l'échantillon L7014, il existe, dans les différentes classes granulométriques, des variations chimiques importantes. Afin de définir cette tendance, nous avons

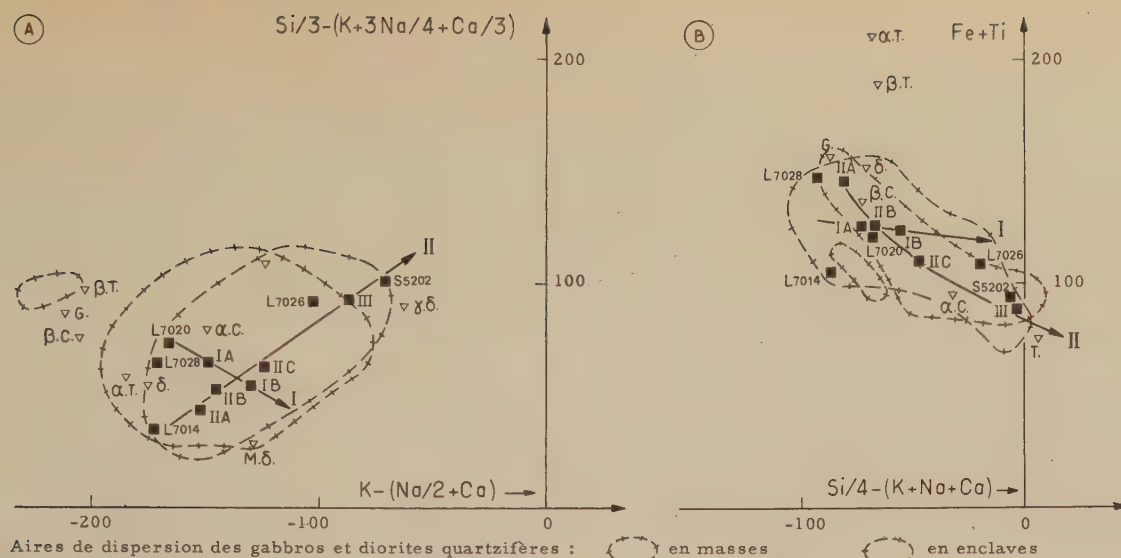


Fig. 25 - Diagrammes chimico-minéralogiques des alcalins (A) et du fer (B).

- Localisation des échantillons témoins de diorites et gabbros quartzifères en enclaves (de petites dimensions) dans le Massif de Quérigut. Définition des deux tendances d'évolution chimique responsables de la dispersion des échantillons : I : tendance alcaline à fer constant - II : tendance siliceuse à fer décroissant.
- Mise en évidence des tendances à partir des compositions moyennes des échantillons regroupés suivant :
 - I : leur teinte (A: échantillons mélanocrates à amphibole dominante - B: échantillons mésocrates à biotite dominante).
 - II : leur granulométrie (A: faciès à grain très fin - B: faciès à grain fin - C: faciès à grain moyen). Dans les différentes moyennes I et II sont représentées les enclaves localisées à proximité immédiate des masses basiques (leur matrice est tonalitique).
 - III : composition moyenne des enclaves isolées loin des masses basiques (leur matrice est granitique).

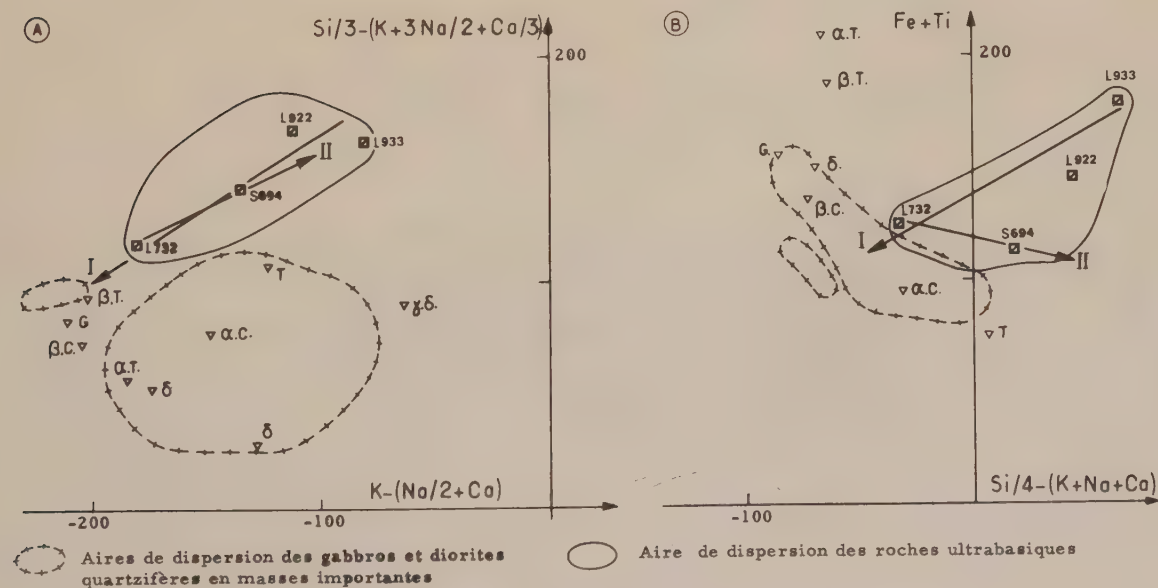


Fig. 27 - Diagrammes chimico-minéralogiques des alcalins (A) et du fer (B).

- Localisation des échantillons témoins des principaux faciès de roches ultrabasiques (amphibolites, amphibolo-pyroxénites, cortlandites) du Massif de Quérigut.
- Distinction des tendances d'évolution chimique responsables de la dispersion des échantillons :
 - I : tendance liée à la succession pétrographique cortlandite pyroxéno-amphibolite amphibolite.
 - II : tendance siliceuse à fer décroissant (liée à l'accroissement de la granulométrie dans un même faciès) définie à partir de deux échantillons d'amphibolite.

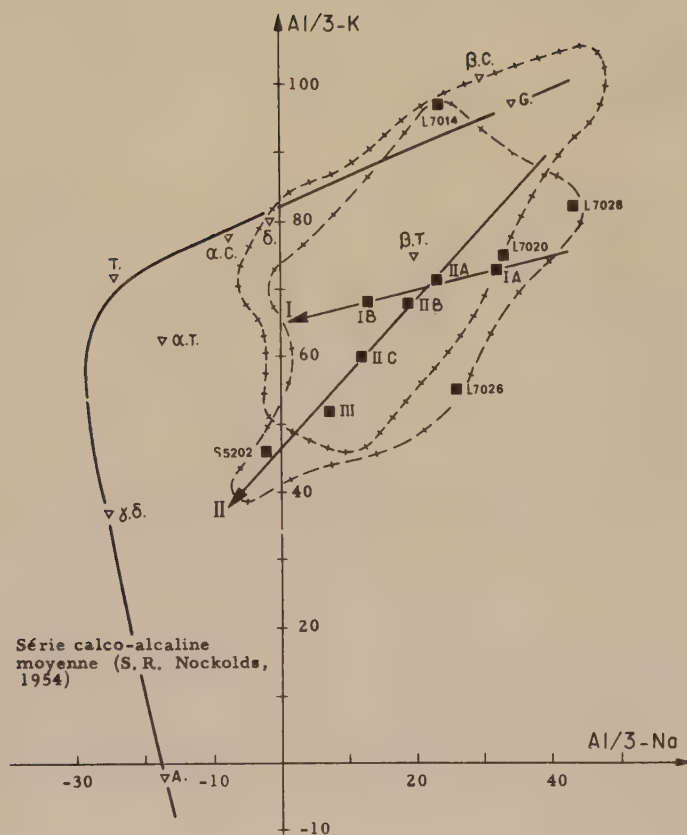


Fig. 26 - Diagramme chimico-minéralogique de l'alumine.

- Localisation des échantillons témoins de gabbros et diorites quartzifères en enclaves (de petites dimensions) dans le Massif de Quérigut.
- Mise en évidence des deux tendances d'évolution chimique responsables de la dispersion des échantillons d'enclaves gabbro-dioritiques :

I : tendance alcaline à fer constant.

II : tendance siliceuse à fer décroissant.

Même légende que fig. 25.

scindé nos échantillons d'enclaves en deux groupes en nous basant sur leur teinte (1) (A : échantillons hypermélancrates à mélancrates - B : échantillons mélancrates à mésocrates) (tableau X). Les deux groupes ainsi définis présentent des différences de composition importantes avec, parallèlement à la décroissance de la coloration des échantillons, une augmentation de la silice et des alcalins, en contrepartie, une diminution sensible du magnésium et du calcium, enfin le fer, l'alumine et le titane demeurent approximativement constants (il en résulte une nette croissance du rapport Fe/Mg). Sur le plan de la norme, nous notons un important développement du quartz, du plagioclase dont la composition devient plus sodique et de la biotite et, par contre, la chute brutale de l'amphibole. Nous retrouvons ainsi une tendance de variation tout à fait comprable à celle que nous avons définie dans les diorites quartzifères en liaison avec le passage des faciès mélancrates aux faciès mésocrates (tendance alcaline à fer constant). Dans les représentations graphiques, ces deux tendances sont également tout à fait équivalentes (I fig. 25 - 26).

La variation chimique liée à l'accroissement de la granulométrie peut être définie en comparant les compositions des trois échantillons témoins L7028 (faciès à grain très fin), L7020 (faciès à grain fin), L7026 (faciès à grain moyen) (tableau IX). Elle se traduit par des modifications importantes des teneurs des différents éléments avec un développement de la silice et à un moindre degré des alcalins, en contrepartie une diminution du fer, du magnésium, de l'alumine, du calcium et du titane. Il est à noter que le fer et le magnésium décroissent de façon tout à fait parallèle car le rapport Fe/Mg demeure sensiblement constant. Les éléments en traces présentent également des variations systématiques parallèlement à l'accroissement de la granulométrie. Nous notons plus particulièrement une augmentation constante de Ba, Li et Rb et au contraire la diminution de Cr et Ni (et peut-être V). L'établissement de normes de ces échantillons permet de déceler les variations minéralogiques induites lors de l'accroissement de la granulométrie. Il apparaît ainsi que le pourcentage du plagioclase étant quasi-constant (de même que sa composition), le quartz et la biotite se développent progressivement tandis que l'amphibole tend à disparaître (tableau IX). Si nous regroupons nos échantillons par classes granulométriques, les 3 compositions moyennes ainsi définies et les normes qui s'en déduisent présentent, parallèlement à l'accroissement du grain des variations tout à fait comparables à celles que nous venons d'établir (tableau X). Sur les différents diagrammes, les points représentatifs d'une part des échantillons témoins (L7028, L7020 et L7026) d'autre part des trois compositions moyennes tendent à s'aligner suivant des axes approximativement parallèles esquissant une tendance de variation chimique très oblique par rapport à celle qui serait liée, dans un même groupe granulométrique, à la variation de la teinte des roches (tendance alcaline à fer constant). D'autre part, si nous comparons cette seconde tendance à celle que nous avons préalablement définie dans les diorites quartzifères en masses importantes sous l'action de l'accroissement de la granulométrie (tendance siliceuse à fer décroissant), nous retrouvons exactement les mêmes caractéristiques (il en est de même dans les représentations graphiques) (II, figs. 25 - 26).

(1) Ainsi que nous l'avons souligné lors de l'étude pétrographique, cette distinction est souvent difficile étant donné la finesse du grain. Nous nous sommes fréquemment basés sur l'abondance relative de la biotite par rapport à l'amphibole (avec l'accroissement de la biotite la teinte de la roche varie sensiblement).

	I		II			III
	A (19)**	B (20)	A (15)	B (18)	C (6)	(6)
SiO ₂	51,02	53,90	49,55	52,12	54,85	60,52
Al ₂ O ₃	17,51	17,74	17,67	17,51	17,05	16,86
Fe ₂ O ₃ *	9,06	8,91	10,51	9,04	7,79	6,28
MnO	0,15	0,14	0,16	0,15	0,13	0,10
MgO	6,22	4,35	5,92	5,32	4,73	3,25
CaO	8,74	7,27	8,45	8,09	7,14	5,35
Na ₂ O	2,62	3,20	2,84	2,98	3,06	3,19
K ₂ O	2,03	2,24	2,06	2,17	2,39	2,73
TiO ₂	1,03	1,03	1,15	1,05	1,01	0,82
Quartz	3,97	6,23	1,89	5,16	10,59	18,88
Orthose	-	-	-	-	-	2,98
Plagioclase	47,80	55,25	51,15	52,70	53,45	52,20
Biotite	19,52	21,85	20,08	20,85	23,28	21,55
Amphibole	26,10	13,97	23,55	18,78	10,43	2,85
Accessoires	2,59	2,69	3,13	2,58	2,28	1,54
% An Pl.	50	46	49	48	48	44
Na + K	127	151	136	142	150	161
Fe/Mg	0,72	1,02	0,88	0,85	0,82	0,96

Tableau X : Compositions moyennes des gabbros et diorites quartzifères du Massif de Quérigut calculées en regroupant les échantillons en fonction de :

I : leur teinte (A : faciès mélanocrates - B : faciès mésocrates)
 II : leur granulométrie (A : faciès à grain très fin - B : faciès à grain fin - C : faciès à grain moyen)

I et II caractérisent les échantillons provenant d'enclaves localisées à proximité immédiate des masses basiques (leur matrice est une tonalite)

III: Composition moyenne d'enclaves essentiellement biotitiques localisées loin des masses basiques (leur matrice est granitique : granite de Quérigut et granites monzonitiques)

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

** Nombre d'échantillons sélectionnés pour calculer les moyennes.

Les enclaves isolées essentiellement biotitiques localisées loin des masses basiques (dans une matrice franchement granitique) se regroupent toutes dans les diagrammes chimico-minéralogiques, quelle que soit leur granulométrie, à proximité du pôle acide de l'aire de dispersion des enclaves (fig. 25 - 26). En effet, du point de vue chimique, ces roches sont particulièrement riches en silice et en alcalins et par contre relativement pauvres en fer, magnésium et calcium (éch. S5202, tableau IX et composition moyenne III, tableau X). Ce caractère se traduit sur le plan de la minéralogie par la grande abondance du quartz et le faible pourcentage en minéraux ferro-magnésiens (surtout de l'amphibole qui tend progressivement à disparaître complètement). Il est à noter d'autre part que ces échantillons (et particulièrement le point représentatif de leur composition moyenne) se disposent dans les diagrammes à proximité immédiate de l'axe qui définit la variation chimique des enclaves parallèlement à l'accroissement de la granulométrie (tendance siliceuse à fer décroissant). Ainsi, cette tendance d'évolution chimique semble se poursuivre dans les enclaves dioritiques (quelle que soit leur granulométrie) à mesure que l'on s'éloigne des masses basiques.

2) LES FORMATIONS ULTRA-BASIQUES (amphibolites, pyroxéno-amphibolites, cort-

landites). La grande variété des types pétrographiques regroupés dans cet ensemble (depuis des amphibolites jusqu'à des cortlandites) se traduit, du point de vue chimique par une très importante variabilité des teneurs des éléments majeurs et en traces (tableau X). Il en résulte une vaste dispersion des points représentatifs des échantillons dans les diverses représentations graphiques (fig. 20 - 21 22 hors texte).

L'allongement maximum de l'aire de dispersion de ces roches traduit la variation chimique liée à la transition entre les amphibolites, les pyroxéno-amphibolites puis les cortlandites. Sur le plan chimique, cette transition se marque par la croissance progressive du fer et surtout du magnésium tandis que les autres éléments diminuent (Na + K passe de 70 à 33). Du point de vue des traces, nous relevons de même, parallèlement à l'accroissement de la basicité des roches, d'importantes variations marquées par une diminution progressive de Ba, Sr, V, Li et Rb et en contrepartie l'augmentation de Cr (qui est très élevé dans l'ensemble de ces faciès) et Ni.

La comparaison des compositions des échantillons témoins représentatifs des principaux faciès pétrographiques constituant l'ensemble des roches ultrabasi-ques avec les compositions moyennes de leurs équivalents calculées par S.R. NOCKOLDS (1954) permet de mettre en lumière plusieurs particularités importantes (tableaux XI et XIIA). L'échantillon de cortlandite (L933) est très proche des péridotites à hornblende mis à part sa plus grande richesse en alumine (compensée par un léger déficit en magnésium). Les pyroxéno-amphibolites (L922) et les amphibolites (L732) tendent par contre à s'écarter de plus en plus des compositions moyennes de leurs équivalents. En effet, ils sont nettement plus siliceux et alumineux et au contraire nettement moins ferri-fères. Il est important de noter que nous retrouvons ainsi le caractère hypoferri-fère et hyperalumineux que nous avons mis en évidence dans les diorites et gabbros quartzifères en masses importantes (masses qui renferment précisément les diverses formations ultra-basiques).

	Amphibolites		Pyroxéno- amphibolite	Cortlandite
	L732	S694	L922	L933
SiO ₂	49,30	53,90	50,90	42,10
Al ₂ O ₃	14,90	13,50	9,80	7,25
Fe ₂ O ₃ *	9,35	8,44	11,15	13,90
MnO	0,17	0,15	0,15	0,20
MgO	11,28	10,58	17,71	28,44
CaO	9,29	6,83	6,11	4,31
Na ₂ O	1,81	2,03	1,27	0,78
K ₂ O	0,67	0,91	0,78	0,39
TiO ₂	0,71	0,63	0,49	0,31
P.F.	1,69	2,28	2,16	2,09
Total	99,17	99,25	100,52	99,77
Ba	180	263	100	60
Cr	1200	1000	1400	2000
Cu	29	21	16	63
Ga	21	21	14	5
Ni	270	231	275	450
Sr	204	140	150	75
V	250	144	192	122
Li	42	54	18	9
Rb	28	120	20	13
Quartz	1,06	7,62	-	-
Plagioclase	34,45	38,85	25,00	-
Mica	3,84	8,72	7,36	3,44
Amphibôle	56,09	41,79	63,80	53,02
Olivine	-	-	-	39,12
Accessoires	4,53	3,02	3,72	4,44
% An Pl.	52	52	51	-
Na + K	70	84	58	33
Fe/Mg	0,41	0,40	0,32	0,24

Tableau XI : Composition chimique des échantillons témoins des faciès pétrographiques dominants de l'ensemble des roches ultrabasiques du Massif de Quérigut - Analyses CRPG
 - Norme reconstituée d'après la méthode de T.F.W. BARTH
 - Somme des alcalins et rapport Fe/Mg

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

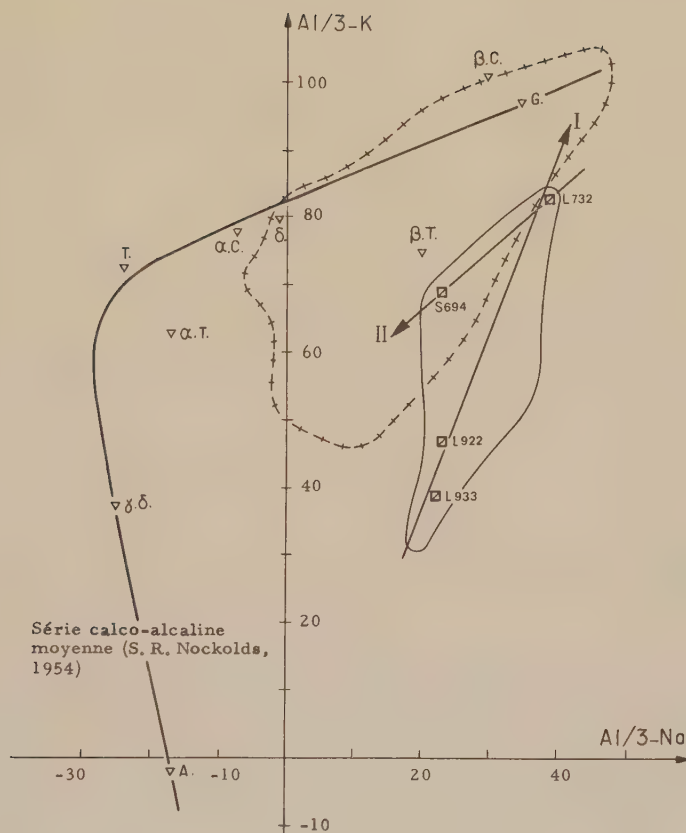


Fig. 28 - Diagramme chimico-minéralogique de l'alumine.

- Localisation des échantillons témoins des principaux types pétrographiques des roches ultrabasiques du Massif de Quérigut.
- Mise en évidence des deux tendances d'évolution chimique majeures de ces roches.

I : tendance d'évolution liée à la succession pétrographique : cortlandite pyroxéno-amphibolite amphibolite.

II : tendance siliceuse à fer décroissant (liée à l'accroissement de la granulométrie) dans les amphibolites.

Même légende que fig. 27.

	Péridotites à hornblende (9-5)*	Pyroxénites à hornblende (8-7)	Hornblendites (8-8)
SiO ₂	42,43	49,67	42,00
Al ₂ O ₃	5,50	7,01	11,39
Fe ₂ O ₃	2,62	2,64	5,27
FeO	9,90	9,20	10,30
MnO	-	0,15	0,24
MgO	30,79	22,80	12,35
CaO	4,78	6,50	11,31
Na ₂ O	0,81	0,70	1,80
K ₂ O	0,44	0,13	0,84
TiO ₂	0,96	0,67	2,86

Tableau XIA : Compositions chimiques moyennes de roches "ultrabasiques" types (S.R. NOCKOLDS 1954)

* Numéro du tableau et de l'analyse

La reconstitution minéralogique à partir des analyses chimiques par la méthode de BARTH (en tenant compte des caractères de certains minéraux, particulièrement de l'amphibole (1)), met particulièrement bien en lumière l'évolution qui donne naissance à cette série pétrographique. En effet, des amphibolites aux cortlandites, nous observons la disparition rapide des minéraux blancs (quartz et plagioclase) et au contraire le développement très important des minéraux colorés (qui finalement sont les seuls constituants des roches). Ces observations sont tout à fait conformes à celles que nous avons présentées lors de l'étude pétrographique. Etant donné la position des minéraux principaux constitutifs de ces roches (plagioclase, hornblende, cummingtonite, olivine) la tendance évolutive responsable du développement de la série pétrographique s'individualise nettement, dans les diagrammes chimico-minéralogiques par rapport aux deux tendances de variation définies dans les diorites et gabbros quartzifères (en masses importantes ou en enclaves). Cette tendance ne se localise cependant pas de façon tout à fait indépendante des roches basiques, précédentes, en effet elle tend à converger avec le pôle gabbroïque de ces dernières (fig. 27 - 28). Etant donné l'existence de caractères chimiques (pauvreté en alumine et richesse en fer), et de localisation communs, une telle convergence postule en faveur d'une relation génétique entre les roches ultrabasiques et les formations gabbrodioritiques. Nous reprendrons ce problème dans le chapitre consacré à la typologie des roches ignées.

La tendance évolutive que nous venons de définir ne peut expliquer à elle seule l'importante dispersion chimique de l'ensemble des formations ultraba-

- (1) Lors de l'étude pétrographique, nous avons mis en évidence dans les roches ultrabasiques, plusieurs types d'amphibole : hornblende (dominante dans les amphibolites), cummingtonite (principalement dans les pyroxéno-amphibolites et les cortlandites) et actinote. Nous avons tenu compte des compositions de ces différentes amphiboles dans le calcul des normes.

siques. En effet, dans une même famille, nous notons des variations de composition qui se traduisent sur les diagrammes chimico-minéralogiques par une importante dérive des points représentatifs des échantillons par rapport à la tendance évolutive majeure (figs. 27 - 28). Ainsi, dans les amphibolites, nous pouvons comparer les deux échantillons L732 et S694 (1) (tableau XI). Du point de vue pétrographique, ces deux roches massives et très sombres (riches en amphibole) se distinguent essentiellement par leur granulométrie, la première (L732) étant à grain moyen tandis que la seconde (S694) est à gros grain. Sur le plan de leur composition chimique, l'échantillon S694 se distingue nettement de L732 par sa richesse en silice et en alcalins ($Na + K = 84$ et 70 respectivement) et au contraire sa pauvreté pour les autres éléments (le rapport Fe/Mg demeure cependant sensiblement constant). Ils se distinguent également par leurs teneurs en éléments en traces (S694 renfermant une forte proportion de Ba, Li et Rb et par contre étant plus pauvre en Cr, Ni, Sr, et V). La reconstitution de la norme des deux échantillons montre clairement leurs distinctions minéralogiques. La transition entre L732 et S694 se traduit par un développement important du quartz, du plagioclase et de la biotite et, en contrepartie une forte décroissance de l'amphibole. Dans les diagrammes chimico-minéralogiques, cette tendance de variation (qui fait correspondre L732 et S694) est nettement distincte de l'évolution pétrographique d'ensemble, par contre elle présente des caractères tout à fait comparables à la tendance siliceuse à fer décroissant (également liée à l'accroissement de la granulométrie) définie dans les gabbros et diorites quartzifères.

III - CARACTERES CHIMIQUES DES ROCHES GRANITOIDES

Ainsi que nous l'avons fait lors de l'étude pétrographique, nous avons scindé l'ensemble des roches granitoïdes qui constituent la majeure partie du Massif de Quérigut, en deux grands groupes :

- les Granitoïdes septentrionaux et centraux principalement représentés par trois types granitiques distincts : le granite de Quérigut, le granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre et le granite monzonitique d'Escouloubre. De plus, à l'approche des grandes masses gabbro-dioritiques qu'ils renferment, ces différents granites passent de manière très transitionnelle à des termes granodioritiques (constituant la matrice d'abondantes enclaves basiques), puis tonalitiques (également matrice d'enclaves et formant un réseau recoupant les bordures des masses).

Les granitoïdes méridionaux se distinguant principalement des précédents par l'existence d'une foliation importante (qui rend fréquemment leur distinction pétrographique délicate) constituent une série continue depuis des termes ayant une composition de granite monzonitique jusqu'à des termes tonalitiques. Nous avons noté d'autre part que, contrairement au groupe septentrional, les termes calciques (granodioritiques et tonalitiques) sont alors très nettement dominants et ne se trouvent pas associés de manière systématique aux masses gabbro-dioritiques également présentes dans la partie méridionale du Massif.

Dans chacun des deux groupes ainsi définis, nous présenterons les caractères chimiques majeurs des principaux faciès qui les constituent et les dif-

(1) La localisation et les caractères majeurs de cet échantillon sont regroupés en annexe.

	Granite de Quérigut			Granite monzonitique porphyroïde			Granite monzonitique					
	L861	S626	M (46)	σ	S639	S68	M (36)	σ	S6248	S65	M (42)	σ
SiO ₂	71,90	73,10	72,30	1,00	68,10	70,50	68,60	1,14	70,60	69,20	68,10	1,12
Al ₂ O ₃	14,25	14,40	14,15	0,27	15,05	14,90	15,35	0,51	15,20	15,50	15,65	0,51
Fe ₂ O ₃	0,54	0,44	1,91*	0,30	0,74	0,64	2,96*	0,35	0,56	0,68	3,09*	0,32
FeO	1,34	0,94			2,16	2,14			1,83	2,06		
MnO	0,04	0,03	0,04	0,01	0,04	0,07	0,05	0,01	0,05	0,04	0,05	0,01
MgO	0,54	0,24	0,37	0,19	1,32	0,94	1,02	0,15	0,93	0,98	1,09	0,18
CaO	1,38	1,30	1,33	0,23	2,30	2,70	2,67	0,46	2,26	3,18	2,70	0,54
Na ₂ O	3,37	3,56	3,49	0,15	3,53	3,46	3,47	0,18	3,50	3,41	3,55	0,17
K ₂ O	4,36	4,70	4,56	0,23	3,95	3,86	3,88	0,36	4,09	3,70	3,78	0,35
TiO ₂	0,11	0,15	0,18	0,06	0,39	0,35	0,40	0,07	0,27	0,40	0,38	0,06
P.F.	0,96	1,02	1,39	0,25	1,24	0,94	1,29	0,37	1,33	1,15	1,39	0,44
Total	98,79	99,88			98,82	100,50			100,62	100,30		
Ba	201	280			750	620			820	630		
Cr	< 3	< 3			10	8			10	10		
Ga	18	16			16	17			18	16		
Sr**	84	88			173	198			156	213		
V	< 10	< 10			31	44			50	44		
Li	88	80			55	66			77	65		
Rb**	213	212			141	139			148	125		

Quartz	31,19	28,84	30,18	26,26	27,95	26,36	28,01	26,95	25,94
Orthose	23,02	26,16	24,77	17,54	17,74	18,21	19,57	16,63	17,00
Plagioclase	38,25	39,10	38,90	44,10	44,90	45,65	42,95	46,25	46,20
Biotite	5,73	3,42	4,77	10,50	8,66	8,70	7,97	8,99	9,28
Acces.***	1,74	1,41	1,38	1,64	0,66	1,11	1,42	1,10	1,52
% An Pl.	18	17	18	26	30	30	26	33	30
Na + K	202	215	210	198	194	195	200	189	195
Fe/Mg	1,93	3,06	2,58	1,18	1,61	1,45	1,39	1,51	1,42
K/Rb	250	267	267	342	333		332	356	

Tableau XII : Composition des échantillons témoins et compositions moyennes des différents types pétrographiques constituant le groupe des granitoïdes septentrionaux du Massif de Quérigut. (Analyses CRPG Nancy).

- Compositions minéralogiques (calculées par la méthode de la mésonorme de BARTH)
- M (46) : compositions moyennes avec le nombre d'échantillons sélectionnés
- σ : écarts types
- * : fer total dosé sous forme de Fe_2O_3
- ** : ces deux éléments ont été dosés par spectrométrie de masse (laboratoire de géochronologie du CRPG)
- *** : dans les minéraux accessoires se trouve pour tous les échantillons du corindon normatif.

férentes relations qu'ils présentent entre eux. Enfin, nous soulignerons les particularités des granitoïdes méridionaux par rapport à leurs équivalents septentrionaux.

1) LES GRANITOÏDES CENTRAUX ET SEPTENTRIONAUX

a) Le granite de Quérigut : Les échantillons sains (1) du granite de Quérigut constituent du point de vue chimique un ensemble bien individualisé se distinguant nettement des autres formations granitoïdes et plus précisément des granites monzonitiques qui le ceignent (fig. 20 - 21 - 22 hors texte).

α) *Caractères généraux* : La comparaison entre la composition, à la fois des échantillons types (L861 et S629) et de la moyenne de ce granite (tableau XII) avec celles des différents types de roches ignées plutoniques présentées par S.R. NOCKOLDS (1954) (tableau XIII) permet de faire ressortir ses particularités. Tout en étant relativement proche des granites calco-alcalins moyens, le granite de Quérigut s'en distingue par plusieurs caractères. Il renferme en effet (à silice égale) un pourcentage moins élevé en fer, magnésium (le rapport Fe/Mg demeurant identique à celui des granites calco-alcalins), potassium (ce qui tend à faire glisser le granite de Quérigut en direction des adamellites) et titane ; en contrepartie, il est plus sodique (l'excès de soude tend à compenser le déficit en potasse car la somme des alcalins égale à 210 en moyenne est très comparable à celle des granites calco-alcalins) et plus alumineux. Ces diverses particularités expliquent la localisation particulière de l'aire de dispersion du granite de Quérigut dans les diverses représentations graphiques par rapport aux granites calco-alcalins (notamment dans le diagramme chimico-minéralogique du fer) (fig. 29 - 30 - 31). La comparaison de la norme du granite de Quérigut avec celle des granites calco-alcalins permet de dégager les caractéristiques minéralogiques de ses particularités chimiques. Il est ainsi plus riche en quartz et en plagioclase (ayant cependant une composition identique à celui des granites calco-alcalins ce qui traduit le caractère sodique du granite de Quérigut) et, au contraire plus pauvre en feldspath alcalin et en biotite (ce qui marque bien le déficit en fer et magnésium du granite étudié). Enfin, dans la norme du granite de Quérigut, il apparaît de façon systématique du corindon normatif (environ 1% en moyenne) traduisant un net caractère hyperalumineux (2).

Le granite de Quérigut se singularise d'autre part par ses teneurs en éléments en traces. Il est en effet particulièrement pauvre en Ba et Sr, les teneurs moyennes de ces deux éléments étant, dans les roches granitiques, respectivement voisines de 600 ppm et 285 ppm (S.R. TAYLOR 1965). Par contre la valeur

-
- (1) Nous étudierons ultérieurement les particularités chimiques des phénomènes d'altération (décoloration) que nous avons décrits lors de l'étude pétrographique.
- (2) Il serait possible d'éliminer ce corindon normatif en faisant intervenir de la muscovite (1% de corindon donnerait 3,5 % de muscovite). Cependant, quoique présente dans le granite de Quérigut, la muscovite ne représente qu'un pourcentage très accessoire des minéraux (moins de 0,5 %) ainsi nous n'en avons pas tenu compte dans le calcul de la norme. Il apparaît ainsi que cet excès d'alumine se localise dans les autres minéraux du granite (feldspaths ou biotite).

	GRANODIORITES				TONALITES			
	L820	S61	M (25)	σ	L95	L912	M (29)	σ
SiO ₂	63,70	66,80	64,90	1,41	62,70	59,70	61,70	2,47
Al ₂ O ₃	18,35	16,10	16,85	0,87	17,50	20,05	18,34	0,97
Fe ₂ O ₃	0,96	0,70	4,04*	0,40	1,30	1,03	4,69*	0,89
FeO	2,79	3,00	—	—	3,02	2,87	—	—
MnO	0,05	0,06	0,06	0,01	0,05	0,04	0,06	0,02
MgO	1,24	1,28	1,39	0,19	1,38	1,79	1,77	0,36
CaO	4,21	3,61	4,20	0,41	5,95	7,55	5,51	0,81
Na ₂ O	3,42	3,51	3,55	0,21	3,71	4,02	3,79	0,21
K ₂ O	3,07	3,36	3,03	0,25	1,98	1,35	2,14	0,38
TiO ₂	0,52	0,55	0,54	0,09	0,63	0,75	0,66	0,13
P.F.	0,85	0,90	1,03	0,29	0,86	0,88	1,08	0,25
Total	99,16	99,87			99,08	100,03		
Ba	590	625			525	460		
Cr	19	17			25	20		
Ga	20	22			25	24		
Sr**	230	247			292	425		
V	120	100			100	125		
Li	57	55			59	53		
Rb**	120	121			87	74		
Quartz	21,94	24,48	22,30		19,29	12,38	19,14	
Orthose	11,25	13,19	10,83		5,16	3,46	4,00	
Plagioclase	51,80	49,35	53,75		57,90	66,10	61,35	
Biotite	11,68	11,39	11,87		10,14	7,02	14,49	
Hornblende	—	—	—		6,08	9,60	—	
Accessoires***	3,26	1,55	1,40		1,38	1,30	1,04	
% An Pl.	39	35	39		41	45	44	
Na + K	175	184	179		162	159	165	
Fe/Mg	1,64	1,57	1,45		1,66	1,19	1,33	
K/Rb	306	338			276	212		

Tableau XII : Composition des échantillons témoins et compositions moyennes des différents faciès de roches granitoïdes septentrionales du Massif de Quérigut. (suite).

de Rb est normale compte tenu de son pourcentage en potassium car le rapport K/Rb (250 pour L861 et 267 pour S626) entre bien dans la fourchette de dispersion des roches ignées courantes (200 à 300).

Etant donné l'importance de son aire de dispersion (nettement supérieure aux écarts analytiques) il apparaît que le granite de Quérigut ne constitue pas une entité entièrement homogène sur toute son étendue. Nous avons en effet mis en évidence, lors de l'étude pétrographique, que le granite de Quérigut présentait au moins deux types de variations distincts sous l'action de deux phénomènes différents : variations à l'approche des masses basiques qu'il renferme - décoloration progressive à proximité de certains grands accidents longitudinaux et transversaux. Il importe ainsi de donner une définition chimique de ces changements pétrographiques.

β) *Evolution du granite à l'approche des masses gabbro-dioritiques* : Le granite de Quérigut renferme quelques masses gabbro-dioritiques d'extension limitée parmi lesquelles nous pouvons citer celle des Mouillères (située à l'Ouest de Quérigut). A proximité immédiate de ces formations (à une distance n'excédant généralement pas 10 à 20 m) le granite se charge d'enclaves basiques ovoïdes de dimensions restreintes (20 à 50 cm) et parallèlement on observe une variation progressive de ses caractères pétrographiques (décroissance du feldspath alcalin et au contraire développement de la biotite). Afin de définir les caractéristiques chimiques de cette évolution pétrographique nous avons sélectionné trois échantillons (1) à proximité immédiate de la masse gabbro-dioritique des Mouillères. L'échantillon S6193 représente le granite de Quérigut normal (renfermant de très rares et très petites enclaves basiques), S6192 prélevé à une dizaine de mètres du précédent renferme d'abondantes enclaves basiques ovoïdes (les contacts entre les deux formations étant très tranchés) enfin S6191 (à 2 mètres du précédent) forme la matrice (relativement subordonnée) de fragments gabbro-dioritiques (à environ 3 mètres de la masse basique proprement dite). La comparaison des compositions des trois échantillons montre que, à mesure que l'on s'approche de la masse gabbro-dioritique, les teneurs des différents éléments varient sensiblement (tableau XIV). Nous relevons plus particulièrement une baisse sensible de la silice et du potassium et au contraire l'augmentation progressive des autres éléments (le magnésium croît plus rapidement que le fer car le rapport Fe/Mg passe de 2,15 pour S6193 à 1,46 pour S6191). La reconstitution de la norme à partir des analyses chimiques (tableau XIV) met en évidence les particularités minéralogiques de cette évolution. Elle se marque par une baisse sensible des teneurs en quartz et en orthose et, en contrepartie par un développement important du plagioclase (dont la composition devient plus basique) et de la biotite. D'autre part si nous retrouvons bien dans l'échantillon S6193 le caractère hyperalumineux du granite de Quérigut (se marquant par 1 % de corindon virtuel), il tend, parallèlement au développement de la phase feldspathique, à décroître dans les termes plus basiques (0,17 % de corindon normatif dans l'échantillon S6191) malgré l'augmentation sensible de la teneur en alumine de la roche. Le caractère plagioclasiq dominant de cette tendance évolutive apparaît nettement dans les diagrammes chimico-minéralogiques (et plus particulièrement celui des alcalins et de l'alumine). En effet les points représentatifs des échantillons tendent à s'aligner suivant un axe qui depuis le domaine du granite de Quérigut, converge sensiblement vers un plagioclase

(1) La localisation de ces échantillons est reportée sur le plan d'affleurement et leurs coordonnées sont regroupées en annexe.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
S6193	71,40	13,90	2,19	0,05	0,51	1,28	3,20	4,97	0,22	1,56
S6192	69,50	14,60	2,95	0,04	0,79	2,07	3,40	4,34	0,37	1,37
S6191	68,90	15,20	3,07	0,07	1,04	2,82	3,47	4,11	0,44	0,84
	Quartz	Orthose	Plagioclase	Biotite	Accessoires**		% An Pl.			
S6193	29,82	26,82	36,20	5,73	1,35	.	18			
S6192	27,54	21,19	41,80	8,18	1,30	.	25			
S6191	25,63	18,91	45,40	9,10	0,89	.	30			

Tableau XIV : Evolution chimique du granite de Quérigut à l'approche de la masse gabbro-dioritique des Mouillères. Analyses CRPG Nancy.

S6193 : granite de Quérigut normal - S6192 : granite renfermant des enclaves basiques ovoïdes - S6191 : matrice de fragments basiques anguleux.

Reconstitution minéralogique des échantillons - mésonorme de T.F.W. BARTH.

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

** Avec les accessoires est compté du corindon normatif.

intermédiaire (A figs. 29 - 30 - 31). Le point extrême de cette évolution se localisant alors dans l'aire de dispersion des granites monzonitiques.

γ) *Evolution du granite lors de l'altération hydrothermale* : Au cours de l'étude pétrographique nous avons montré qu'à proximité de certains grands accidents longitudinaux et transversaux, indépendamment du phénomène de cataclase, le granite de Quérigut présentait une transformation particulière se traduisant par une décoloration importante (La roche prenant alors une teinte jaune vert pâle). Sur le plan minéralogique, cette transformation s'accompagne d'une séricitisation complète du plagioclase et, dans les termes extrêmes, d'une muscovitisation de la biotite (par contre le quartz et le feldspath alcalin demeurent stables). Afin d'illustrer la variation chimique induite par cette évolution pétrographique nous avons sélectionné quatre échantillons prélevés le long d'une coupe suivant la vallée de l'Aude (route N. 118) au Sud de l'usine hydroélectrique d'Escouloubre (voir plan d'échantillonnage). L'échantillon S619 représente le granite normal non altéré. Dans les échantillons S621 et S622, qui conservent macroscopiquement les mêmes caractères que le précédent, le plagioclase est fortement séricitisé et la biotite est notablement chloritisée. L'échantillon S624 enfin se distingue très nettement des autres par sa teinte verdâtre pâle, son plagioclase étant alors entièrement séricitisé et les minéraux micacés sont représentés par de la muscovite (renfermant des granules d'hydroxydes dans ses clivages) et quelques paillettes de chlorite (de la variété clinocllore). La comparaison des compositions chimiques de ces échantillons (tableau XV) montre que le début de ce phénomène de transformation se traduit du point de vue chimique par une chute très rapide du calcium et à un moindre degré du fer et du magnésium, la silice par contre croît faiblement (les autres éléments demeurent stables) (comparaison des échan-

tillons S619 et S621). Ainsi au début de sa séricitisation le plagioclase libérerait une partie de son calcium tandis que la soude, plus stable, demeurerait dans le minéral (la chloritisation de la biotite se traduisant de son côté par un faible départ de fer et de magnésium). Cette évolution se poursuit dans l'échantillon S622 avec cependant une légère baisse de la soude (ainsi avec l'accroissement de la séricitisation le plagioclase tend à libérer cet élément) et une faible augmentation de la potasse. Dans l'échantillon S624 qui représente le terme extrême de cette évolution, la silice demeurant constante, nous relevons la chute brutale du fer, du magnésium et de la soude et la disparition complète du calcium. Le potassium au contraire augmente très fortement (cette augmentation ne peut être expliquée par le départ des autres éléments, il est nécessaire d'envisager un apport important). Il en est de même, quoique à un degré moindre pour l'alumine (cet élément étant réputé très stable et peu susceptible de migration, il semble que sa croissance puisse être reliée au départ important d'éléments de la roche). Comme cette évolution particulière du granite de Quérigut, se marquant par de fortes migrations d'éléments, se développe à proximité de grandes zones de dislocation, il est vraisemblable d'admettre qu'elle trouve son origine dans un processus hydrothermal. Cette hypothèse est d'autant plus plausible qu'il existe (en liaison avec ces accidents tectoniques) encore actuellement dans le Massif des sources thermales (ayant donné naissance aux Bains d'Escouloubre et de Carcanières).

En vue de présenter une illustration minéralogique de cette évolution chimique, nous avons établi la norme des échantillons en tenant compte des minéraux qui apparaissent réellement dans les roches. Ainsi nous avons été conduits (mis à part l'échantillon S619) à remplacer la biotite par une chlorite (en adoptant une formule schématique proche du pôle prochlorite) et à faire apparaître de la séricite (en admettant pour elle une formule identique à celle de la muscovite). D'autre part, comme le phénomène de séricitisation du plagioclase semble s'effectuer à volume sensiblement constant, nous avons choisi de calculer une proportion de séricite telle qu'elle compense sensiblement le déficit du plagioclase lié à la chute du calcium (nous n'avons pas tenu compte de l'erreur due au fait que dans la norme les proportions des minéraux sont calculées à partir de millimolécules et non de volumes).

La comparaison des normes ainsi déterminées (tableau XV) montre que le début de la transformation subie par le granite se marque par une décroissance de la proportion du plagioclase (liée à la chute brutale de la phase anorthite) et au contraire un développement notable de séricite (les autres phases minérales, compte tenu du remplacement de la biotite par de la chlorite, demeurent sensiblement constantes). Il est à noter que la constitution de séricite nécessite une quantité importante d'alumine ainsi la norme ne renferme pratiquement plus de corindon virtuel. A la fin de la transformation la proportion de plagioclase (uniquement représenté par de l'albite) devient très faible, par contre les minéraux micacés (séricite et muscovite) sont présents en forte proportion. De plus le quartz semble augmenter, cependant comme les études pétrographiques n'ont pas permis de déceler dans ces roches un développement particulier de ce minéral, il est possible d'admettre que l'excès de silice entre dans la constitution de minéraux phylliteux qui renfermeraient dans leur structure une proportion de silice supérieure à celle de la muscovite.

Dans les diverses représentations graphiques (fig. 32) l'altération hydrothermale se traduit par une tendance évolutive particulière. La direction singulière de cette tendance doit être essentiellement contrôlée par la transforma-

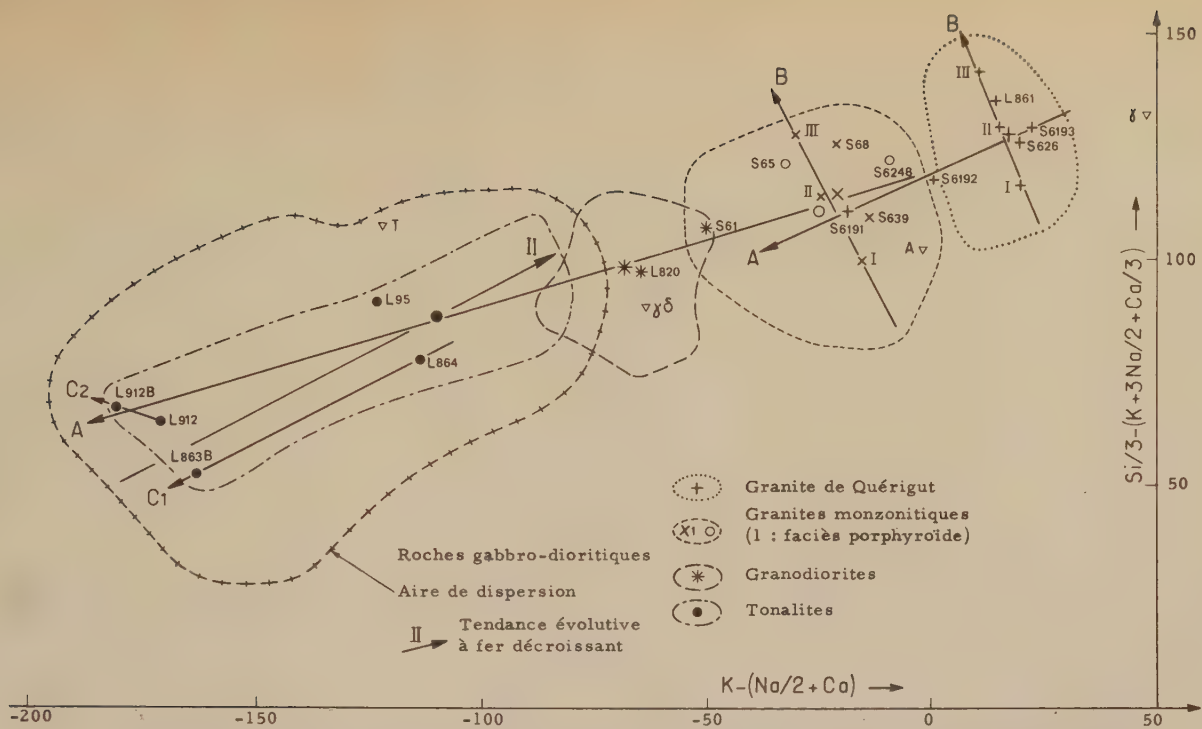


Fig. 29 - Diagramme chimico-minéralogique des alcalins. Les roches granitoïdes de la partie septentrionale du Massif de Quérigut. Caractérisation de leurs tendances d'évolution chimico-minéralogiques principales :
 A : Evolution générale des roches granitiques à l'approche des masses gabbro-dioritiques (série granites-granodiorites-tonalites).
 B : Evolution silico-alkaline des granites définie à partir des compositions moyennes (I: faciès alcalins, II: intermédiaires, III: siliceux).
 C : Evolution des tonalites au contact immédiat avec les roches gabbro-dioritiques (1: contact tranché, 2: contact flou).

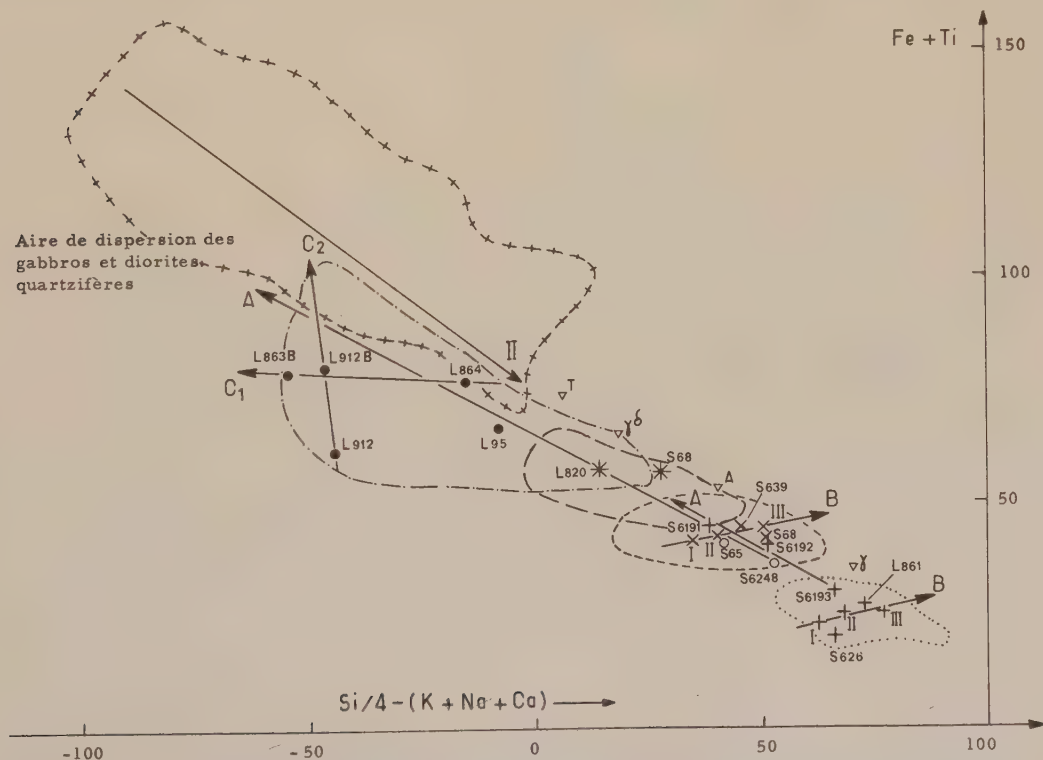


Fig. 30 - Diagramme chimico-minéralogique du fer. Les roches granitoïdes septentrionales du Massif de Quérigut. Caractérisation de leurs tendances évolutives chimico-minéralogiques principales :
 A : Evolution des roches granitiques à l'approche des masses gabbro-dioritiques (série granite-granodiorites-tonalites).
 B : Evolution silico-alkaline dans les granites.
 C : Evolution des tonalites à proximité du contact avec les roches gabbro-dioritiques (1: contact tranché, 2: contact flou).
 Même légende que fig. 29.

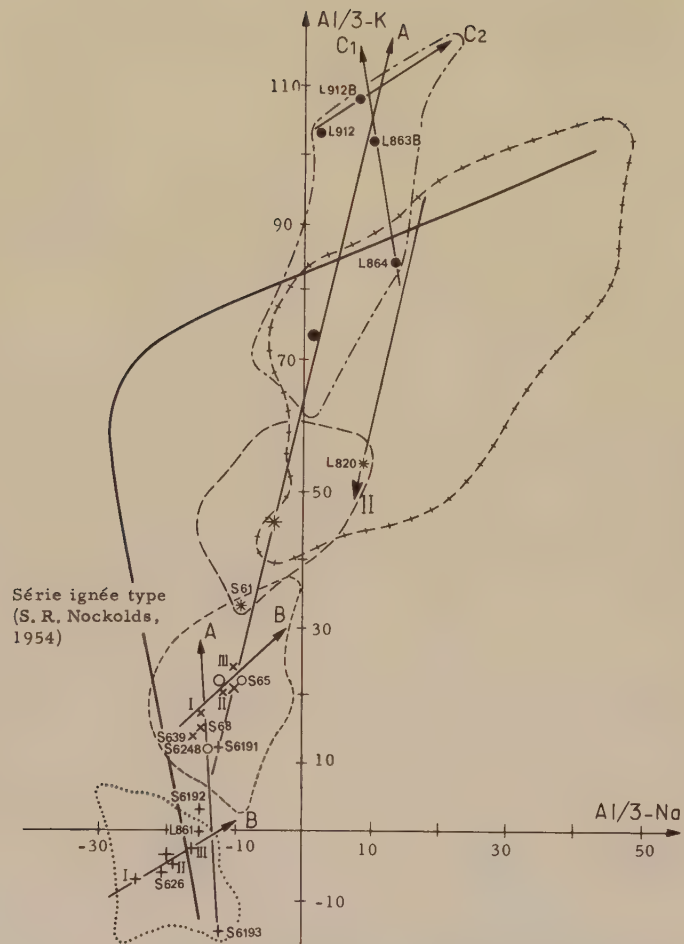


Fig. 31 - Diagramme chimico-minéralogique de l'alumine. Les roches granitoides de la partie septentrionale et centrale du Massif de Quérigut.

Caractérisation de leurs tendances évolutives principales :

- A : Evolution des granites à l'approche des masses gabbro-dioritiques (série granites - granodiorites - tonalites).
- B : Tendance silico-alkaline des granites.
- C : Evolution des tonalites à proximité immédiate des formations gabbro-dioritiques (1 : contact tranché, 2 : contact flou).

Même légende que fig. 29.

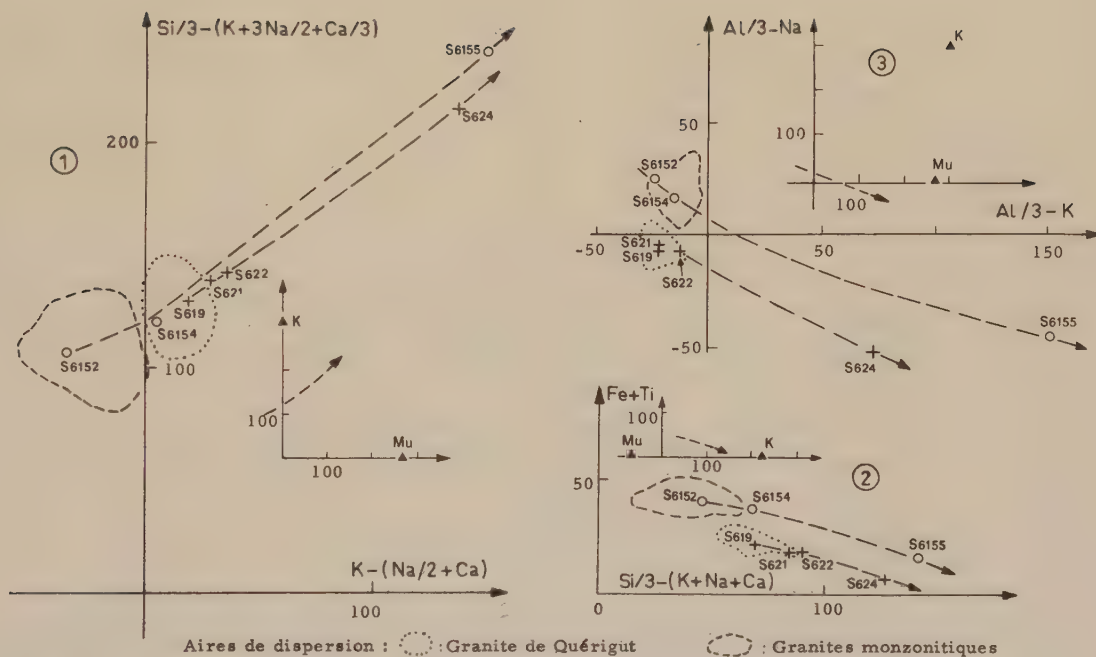


Fig. 32 - Variations chimiques du granite de Quérigut et du granite monzonitique sous l'action de l'altération hydrothermale (phénomène de décoloration) à l'approche des grandes zones de dislocation dans les différentes représentations chimico-minéralogiques sélectionnées.

Disposition de cette tendance vis à vis des points représentatifs de la muscovite (ou séricite) Mu et de la kaolinite K.

tion minéralogique principale liée à cette altération. Elle peut s'écrire très schématiquement :



	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
S619	72,80	14,00	1,55	0,04	0,59	1,30	9,50	4,59	0,15	1,19
S621	73,40	14,00	1,28	0,01	0,49	0,64	3,49	4,53	0,15	1,51
S622	73,90	14,20	1,30	0,01	0,39	0,51	3,44	4,68	0,18	1,47
S624	73,40	15,30	0,33	-	0,39	-	0,83	7,16	0,15	1,84
	Quartz	Orthose	Plagioclase	Biotite	Chlorite	Séricite Muscovite	Acces.	.%An	Il	
S619	30,46	24,70	38,70	4,88	-	-	1,20	.	17	
S621	31,33	24,55	35,40	-	4,23	4,20	0,24	.	9	
S622	31,77	24,30	34,10	-	3,78	5,60	0,40	.	7	
S624	39,40	27,80	7,75	-	1,57	23,10	0,34	.	0	

Tableau XV : Evolution chimique du granite de Quérigut sous l'effet de l'altération "hydrothermale" (décoloration en liaison avec les grands accidents longitudinaux et transversaux du Massif)
Analyses CRPG, Nancy.

S619 : granite sain - S621 et S622 : granite montrant un début de transformation - S624 : granite décoloré

- Normes des échantillons

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

Ainsi parallèlement au développement de l'altération, les points représentatifs des roches doivent s'éloigner du domaine des plagioclases et au contraire être très fortement sollicités par la séricite. Etant donné que ce minéral a une composition proche de la muscovite nous pouvons reporter son point figuratif moyen dans les diagrammes (fig. 32). Il se localise très à l'écart de la tendance évolutive. Ceci supposerait ainsi qu'en réalité sa composition serait très nettement différente de celle de la muscovite (étant en particulier plus siliceuse). Une telle hypothèse ne peut guère être retenue. Par contre cette divergence peut être expliquée si nous admettons que l'altération du plagioclase donne naissance à plusieurs phases minérales : séricite + argile (peut-être du type kaolinite). Sur les diagrammes la tendance d'évolution apparaît bien sollicitée par un point moyen intermédiaire entre la séricite et ces minéraux des argiles.

δ) *Evolution silico-alkaline du granite* : Enfin si nous étudions la répartition des échantillons du granite de Quérigut dans le diagramme des alcalins (fig. 29) nous notons que leur aire de dispersion présente un allongement marqué suivant une direction sensiblement verticale (donc tendant à converger vers le quartz) très distincte des deux tendances évolutives définies précédemment (dans les deux autres diagrammes elle n'apparaît pas étant confondue avec ces dernières).

Il est à noter que les échantillons prélevés le long des coupes systématiques se répartissent de façon totalement désordonnée le long de cet allongement. D'autre part nous n'avons pu définir de critère pétrographique qui puisse lui être relié. Afin de vérifier s'il existe véritablement une variation chimique continue du granite de Quérigut suivant cet axe nous avons scindé nos échantillons en trois groupes s'étageant le long de cette direction (tableau XVI). Les compositions moyennes ainsi établies sont très proches, cependant nous relevons une nette corrélation inverse entre la variation de la silice et celle des alcalins. D'autre part, le fer tend à suivre la silice. Etant donné la très faible amplitude de ces variations, elles ne sont pas décelables sur le plan pétrographique. Ainsi si une telle tendance silico-alcaline existe dans le granite de Quérigut, elle demeure très discrète par rapport aux deux types d'évolution décrits précédemment (B fig. 29-30-31)

**	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Na + K
I (14)	72,10	14,23	1,56	0,03	0,51	1,08	3,65	4,69	0,21	218
II (21)	72,25	14,20	1,83	0,02	0,33	1,31	3,47	4,63	0,16	210
III (17)	73,05	14,15	1,87	0,03	0,35	1,27	3,44	4,44	0,16	205

Tableau XVI : Evolution silico-alcaline du granite de Quérigut - Analyses CRPG Nancy.

Les compositions moyennes sont calculées en regroupant les échantillons en trois ensembles perpendiculairement à l'allongement de l'aire de dispersion chimique du granite (dans le diagramme des alcalins). - I : groupe alcalin - II : groupe intermédiaire - III : groupe siliceux.

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

** Nombre d'échantillons entrant dans le calcul des compositions moyennes.

b) Les granites monzonitiques (granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre - Granite monzonitique d'Escouloubre)

a) *Caractères généraux* : Malgré la présence de caractères pétrographiques distincts (se traduisant principalement par l'abondance des phénocristaux de feldspath alcalin dans le faciès porphyroïde), les deux granites monzonitiques présentent des compositions chimiques très proches (à la fois du point de vue des éléments majeurs et traces) (tableau XII). Il en résulte que les points représentatifs de leurs échantillons se répartissent, dans les différents diagrammes chimico-minéralogiques, dans des aires de dispersion sensiblement confondues (fig. 20 21 - 22). Cependant, la comparaison des compositions moyennes de ces deux ensembles (tableau XII) montre qu'il existe entre eux des différences qui, tout en demeurant de faible amplitude, sont peut-être significatives. En effet, le faciès porphyroïde est plus siliceux et potassique et par contre moins ferrique et sodique que le faciès normal. Sur le plan de la minéralogie (basé sur la norme de BARTH), nous notons dans le granite monzonitique un pourcentage plus élevé en quartz et en orthose et plus faible en plagioclase (dont la composition est cependant identique) et en biotite. L'origine de cette différence, étant donné le faible écart entre les deux faciès, est difficile à déterminer. Est-elle liée au phénomène de blastèse

du feldspath alcalin au cours de la cristallisation du granite monzonitique porphyroïde ? Ou est-elle induite par le granite de Quérigut dans le faciès porphyroïde qui le ceinture ? Cette dernière hypothèse semble difficile à admettre car nous ne notons pas, dans le granite monzonitique porphyroïde, une variation systématique des éléments (notamment de la silice, de la potasse et de la soude) à mesure que l'on se rapproche du contact avec le granite de Quérigut.

La comparaison des compositions de ces deux faciès avec les moyennes des types ignés plutoniques calculée par S.R. NOCKOLDS (1954) montre que les granites monzonitiques seraient sensiblement intermédiaires entre les adamellites et les granodiorites, tout en étant plus proches des premières (tableau XIII). Cependant par rapport à ces deux compositions moyennes (et plus particulièrement aux adamellites), les granites monzonitiques se distinguent principalement par un net déficit en fer (il en résulte un rapport Fe/Mg nettement plus bas que la normale). Du point de vue de la norme, les granites monzonitiques ayant des proportions en orthose et plagioclase intermédiaires entre celles des adamellites et des granodiorites, s'individualisent nettement par leur richesse en quartz et leur déficit en biotite. Dans les diverses représentations graphiques (fig. 29 - 30 - 31), les granites monzonitiques quoique se dispersant sur une aire étendue tendent cependant à se rassembler préférentiellement à proximité des adamellites ce qui justifie leur dénomination. De plus étant donné la position des phases minérales dans les diagrammes, il est possible de retrouver les caractéristiques minéralogiques des granites monzonitiques (richesse en quartz et pauvreté en biotite).

β) Evolution des granites monzonitiques à l'approche des masses gabbro-dioritiques : Comme dans le cas du granite de Quérigut, nous avons lors de l'étude pétrographique, défini dans les granites monzonitiques deux évolutions importantes. En premier lieu, à l'approche des masses gabbro-dioritiques (très bien représentées dans ces formations) les granites se transforment de manière très progressive donnant naissance (par décroissance du feldspath alcalin et développement de biotite et de plagioclase) à des termes de plus en plus basiques : granodiorites et tonalites (qui constituent les matrices d'enclaves basiques et les réseaux leucocrates recoupant les bordures des masses gabbro-dioritiques). Etant donné la grosse importance prise par ces formations (notamment dans la zone complexe basique acide à enclaves gabbro-dioritiques en flammèches et à sa bordure Nord), nous leur avons consacré un paragraphe particulier (nous définirons alors les caractéristiques chimiques de cette variation pétrographique).

γ) Evolution des granites monzonitiques lors de l'altération hydro-thermale : D'autre part, uniquement dans les faciès localisés au Nord du granite de Quérigut, les granites monzonitiques (porphyroïdes ou non) sont affectés à proximité des grands accidents tectoniques (failles des Bains de Carcnières, des Eaux Chaudes), par un phénomène de décoloration important qui se marque dans les termes extrêmes par une séricitisation complète du plagioclase et une disparition de la biotite au profit de muscovite. Les caractéristiques chimiques de cette évolution pétrographique seront illustrés par trois échantillons de granite monzonitique prélevés le long de la route D17 au sud d'Escouloubre (voir plan d'échantillonnage). Le premier (S6152) représente le granite monzonitique relativement sain (avec cependant un début de chloritisation de la biotite). Dans le second (qui commence à se décolorer), le plagioclase est fortement séricitisé et la biotite entièrement chloritisée (S6154). Enfin, le troisième (S6155) représente un faciès entièrement transformé, de teinte jaune vert pâle, dans lequel le plagioclase est absolument indéterminable étant complètement envahi par

de la séricite (qui tend également à envahir légèrement les autres minéraux) ; de plus la biotite, totalement absente est remplacée soit par de la chlorite, soit par de la muscovite. Le début de cette transformation se marque sur le plan chimique (comparaison des compositions des échantillons S6152 et S6154) par de la chute rapide de calcium (suivie à un degré beaucoup plus faible par le fer et la soude) et l'augmentation de la silice et de la potasse (les autres éléments tendent également à croître légèrement) (tableau XVII). Cette évolution s'accroît de manière importante dans le faciès le plus transformé : disparition complète de la soude et du calcium, forte décroissance du fer (par contre le magnésium semble demeurer stable), augmentation très importante de la potasse (et à un moindre degré de la silice et de l'alumine) et de la perte au feu.

Nous retrouvons ainsi des variations chimiques tout à fait identiques à celles que nous avons définies dans le granite de Quérigut (tableau XV).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
S6152	68,90	15,05	2,91	0,05	0,83	2,57	3,68	3,43	0,40	1,96
S6154	69,30	15,20	2,72	0,04	1,12	1,12	3,62	3,91	0,33	2,10
S6155	70,60	16,25	1,07	-	0,82	-	-	7,10	0,35	2,66
	Quartz	Orthose	Plagioclase	Biotite	Chlorite	Muscovite Séricite	Accessoires			
S6152	26,49	17,00	47,30	7,92	-	-	1,19			
S6154	28,26	17,57	39,25	-	5,53	8,86	0,46			
S6155	42,08	22,15	-	-	3,51	31,72	0,50			

Tableau XVII : Evolution de la composition chimique du granite monzonitique sous l'action croissante de l'altération hydrothermale. Analyses CRPG Nancy.

- Evolution de la norme du granite

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃.

La reconstitution minéralogique par l'intermédiaire de la norme (compte tenu des impératifs minéralogiques : remplacement de la biotite par de la chlorite et développement de séricite) montre que l'altération se traduit au début par une décroissance sensible de la phase plagioclase dont la composition devient nettement plus sodique (An 28 à 15) et au contraire l'apparition d'une proportion importante de séricite. Lorsque l'altération est à son apogée, le plagioclase a totalement disparu au profit de minéraux phylliteux. Nous notons d'autre part une forte croissance du quartz virtuel (phénomène que nous n'observons pas en réalité). Ainsi, comme dans le cas du granite de Quérigut se pose le problème de la nature exacte des produits d'altération du plagioclase (apparition vraisemblable de produits argileux en association avec la séricite). Cette question se pose de la même manière dans les représentations graphiques étant donné la direction particulière de l'axe évolutif traduisant l'accroissement de l'altération, cet axe étant sensiblement parallèle à celui défini pour le granite de Quérigut (fig. 32).

δ) *Evolution silico-alkaline des granites monzonitiques* : Enfin l'examen de la répartition des échantillons dans les représentations graphiques (et plus précisément dans le diagramme des alcalins fig. 29) montre qu'il existe une importante dispersion suivant une direction très oblique par rapport aux deux tendances évolutives définies précédemment (ne pouvant pas ainsi leur être reliée). Afin de déceler l'existence éventuelle d'une variation chimique continue suivant cet axe de dispersion, nous avons scindé les échantillons des deux granites monzonitiques (qui se répartissent de façon sensiblement identique) en trois groupes distincts (perpendiculairement à cette direction). Les compositions moyennes ainsi calculées montrent effectivement une variation continue des éléments, quoique de très faible amplitude, caractérisée par l'existence d'une corrélation directe entre la silice, le fer, le calcium et le titane et au contraire une corrélation inverse entre la silice, le magnésium et les alcalins. Compte tenu de cette évolution, il est possible de distinguer très schématiquement un groupe alcalin (I), un groupe intermédiaire (II) et un groupe siliceux (III) (tableau XVIII).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
I (18)	67,80	15,70	2,99	0,05	1,12	2,43	3,63	4,05	0,37
II (33)	68,30	15,50	3,05	0,05	1,03	2,75	3,49	3,81	0,39
III (17)	68,90	15,30	3,11	0,06	1,02	2,91	3,43	3,57	0,40
	Quartz	Orthose	Plagioclase	Biotite	Accessoires	% An Pl	Na + K	Fe/Mg	
I	24,89	18,75	45,60	9,20	1,60	27	203	1,32	
II	26,27	17,44	46,15	8,98	1,21	30	199	1,46	
III	27,53	16,04	46,40	8,98	1,07	32	187	1,56	

Tableau XVIII : Evolution chimique des granites monzonitiques (faciès porphyroïde et normal) suivant la tendance silico-alkaline. Analyses CRPG, Nancy.

Les compositions moyennes sont calculées en scindant l'ensemble des échantillons en trois groupes perpendiculairement à l'axe de dispersion du diagramme des alcalins (fig. 29).

- Normes moyennes - somme des alcalins - rapport Fe/Mg

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃.

Malgré la faible intensité des variations chimiques de cette tendance évolutive, nous relevons dans les normes des changements minéralogiques notables. En effet, parallèlement à l'augmentation du quartz (du groupe I au groupe III), le plagioclase croît faiblement (tandis que sa composition devient sensiblement plus basique) et, en contrepartie l'orthose, la biotite et les minéraux accessoires diminuent (dans ces derniers, la décroissance est essentiellement liée à l'abaissement progressif de la proportion du corindon normatif). Etant donné la localisation des phases minérales principales constituant les granites monzonitiques, il est possible de retrouver directement sur le diagramme des alcalins les caractéristiques minéralogiques de cette évolution (Bfig. 29 - 30 - 31).

Ayant ainsi distingué une certaine évolution chimique dans la famille des granites monzonitiques, nous avons recherché s'il existait une relation entre la localisation des échantillons dans le Massif et leur appartenance à l'un des trois groupes définis précédemment. Il est apparu que, contrairement au granite de Quérigut, les groupes chimiques ne se dispersent pas au hasard mais semblent constituer des bandes plus ou moins régulières alternées. Ce phénomène est particulièrement net dans la partie centrale du Massif où nous disposons d'une densité d'échantillonnage relativement importante (fig. 33). Compte tenu du tracé très approximatif de ces bandes (dû aux coupures arbitraires établies chimiquement et à l'irrégularité de l'échantillonnage), une certaine distinction apparaît entre les granites monzonitiques constituant la bande au Nord du granite de Quérigut et ceux qui se développent au Sud. En effet, au Nord nous observons une alternance du groupe alcalin (I) et du groupe intermédiaire (II) (le groupe siliceux III semble absent). De plus, les bandes ainsi dessinées se disposent de façon très oblique par rapport à la structure générale (la recoupant très nettement et venant buter contre le granite de Quérigut), étant par contre sensiblement parallèles à la bordure du Massif. Pour les granites monzonitiques localisés au Sud du granite de Quérigut, les trois groupes chimiques sont représentés (nous notons cependant la rareté des échantillons du groupe alcalin I qui ne dessinent que de très minces bandes). D'autre part, les bandes ainsi définies apparaissent sensiblement conformes à la structure d'ensemble.

Malgré leur grande imprécision, ces bandes ne sont très certainement pas dues à un simple hasard et reflètent sans aucun doute l'existence d'une structure particulière dans les granites monzonitiques. Il ne nous semble guère possible de définir le phénomène responsable de l'apparition de cette structure et son âge (structure héritée, liée aux phénomènes de granitisation, tardive ?). Il serait peut-être logique d'admettre que le granite de Quérigut (qui la recoupe nettement à sa bordure Nord) pourrait lui être postérieur (ce qui permettrait ainsi une chronologie relative de mise en place des différentes unités constituant le Massif).

c) Les granodiorites et les tonalites : Nous n'étudierons ici que les faciès granodioritiques et tonalitiques associés aux granites monzonitiques ayant décrit précédemment les faciès calco-sodiques équivalents associés au granite de Quérigut.

a) *Caractères généraux, relations avec les granites monzonitiques* :

Ainsi que nous l'avons montré au cours de l'étude pétrographique, on observe une nette évolution des granites monzonitiques (porphyroïdes ou normaux) à mesure que l'on se rapproche des masses gabbro-dioritiques qu'ils renferment (la roche acide se chargeant parallèlement de plus en plus d'enclaves basiques qui finalement deviennent prépondérantes). Cette évolution qui donne successivement naissance, à partir des granites monzonitiques, à des termes granodioritiques puis tonalitiques se marque, du point de vue minéralogique par la décroissance du quartz et surtout du feldspath alcalin et, en contrepartie l'important développement du plagioclase (dont la composition deviendrait plus basique) et de la biotite (à laquelle se joint parfois un peu de hornblende). Relativement peu importantes autour des masses basiques où elles constituent (sous forme de matrice d'enclaves gabbro-dioritiques ou de filonnets recoupant les bordures des masses), une couronne de faible puissance (ne dépassant que très rarement quelques dizaines de mètres), les granodiorites et les tonalites prennent par contre un développement très important dans la zone complexe basique acide se localisant (principalement

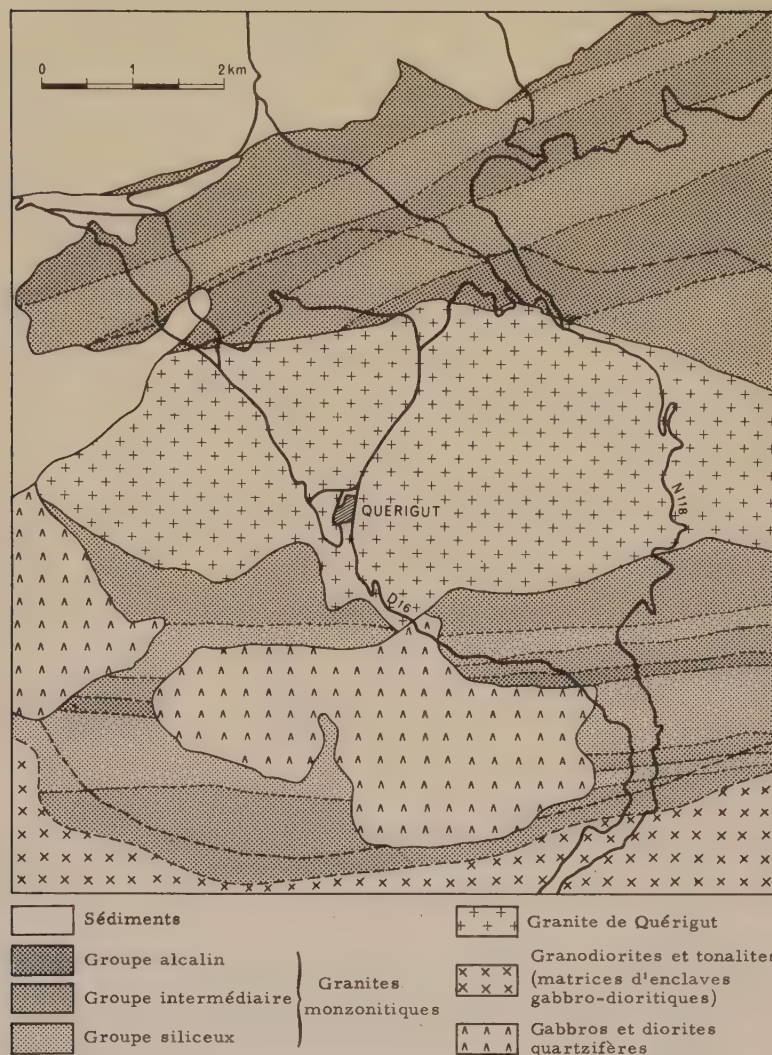


Fig. 33 - Schéma cartographique de la partie centrale du Massif du Quérigut.

Mise en évidence d'une structure géochimique dans les granites monzonitiques. La structure en bandes des granites monzonitiques a été établie à partir de la répartition des échantillons le long d'une tendance silico-potassique mise en évidence dans les représentations graphiques. Les échantillons ont été scindés en trois groupes : alcalin, intermédiaire, siliceux.

à l'Ouest de la vallée de l'Aude) entre les zones septentrionales et méridionales du Massif (elles représentent la matrice d'enclaves gabbro-dioritiques d'abord ovoïdes puis en flammèches très orientées).

Etant donné l'existence d'une transition graduelle depuis les granites monzonitiques jusqu'aux tonalites, il n'est guère possible de définir des limites strictes entre les trois termes de cette série pétrographique. Nous avons établi notre classification en nous basant sur la proportion relative de feldspath alcalin dans les roches. Ainsi, nous avons classé comme granodiorite les échantillons renfermant approximativement entre 15 et 5 % de feldspath alcalin (par rapport à l'ensemble des autres phases minérales) et comme tonalites ceux dans lesquels le feldspath alcalin représente moins de 5 % des minéraux. Etant donné l'imprécision de mesures pétrographiques (analyses modales), il en résulte du point de vue chimique, un certain recouvrement des aires de dispersion des différents ensembles (fig. 29 - 30 - 31).

Les compositions des granodiorites et des tonalites ainsi définies présentent avec celles des termes correspondants de la série plutonique de S.R. NOCKOLDS des différences importantes (tableaux XII et XIII). Ces différences qui s'accroissent très nettement des granodiorites aux tonalites se marquent, dans les roches étudiées par un certain déficit en silice (et quoique beaucoup plus faible en fer et magnésium, les rapports Fe/Mg étant cependant relativement proches, surtout pour les tonalites) et au contraire un excédent très marqué en alumine et calcium (il en est de même pour le potassium dans les tonalites). Ces différences se traduisent sur le plan minéralogique (comparaison des normes) par un sensible déficit des granodiorites et surtout des tonalites du Massif de Quérigut, en quartz (et à un degré plus faible en minéraux ferro-magnésiens) et au contraire une proportion plus forte en plagioclase (dont la composition est plus basique). Ainsi, dans les représentations graphiques, si les granodiorites se localisent à proximité immédiate du point représentatif des granodiorites types, il n'en est pas de même pour les tonalites qui tendent à s'en écarter fortement sous l'effet de leur richesse en plagioclase (fig. 29 - 30 - 31). Ce caractère constitue ainsi le trait dominant des tonalites du Massif de Quérigut.

Les granodiorites et les tonalites forment avec les granites monzonitiques auxquels elles sont associées une série chimique continue caractérisée par une variation progressive de tous les éléments (majeurs et traces). Nous notons en effet la croissance continue du fer, du magnésium (1), du titane et, à un moindre degré de la soude tandis que les autres éléments diminuent sensiblement (du point de vue des traces, les teneurs en Ba et Rb s'abaissent, par contre celles en Cr et Sr s'élèvent). Le calcul des normes permet de dégager clairement les caractéristiques minéralogiques de cette évolution chimique. Des granites monzonitiques aux tonalites, les proportions en quartz et surtout feldspath alcalin diminuent fortement tandis que celles en minéraux ferro-magnésiens (biotite seule ou biotite et amphibole) et, de manière encore plus nette, en plagioclase (dont la composition devient progressivement plus basique) s'accroissent de façon importante. Une telle variation progressive se traduit, dans les diagrammes chimico-minéralogiques par un très net alignement des aires de dispersion des trois ensembles pétrographiques (A fig. 29 - 30 - 31). Il est ainsi possible de définir une tendance évolutive (définie à partir des points moyens des granites monzonitiques, des granodiorites et des tonalites) très importante traduisant les variations chimico-minéralogiques subies par les granites monzonitiques en se rappro-

(1) le fer et le magnésium n'ont pas une croissance parallèle car le rapport Fe/Mg diminue progressivement

chant des formations gabbro-dioritiques.

B) *Evolutions des tonalites à l'approche immédiate des roches gabbro-dioritiques*: Même si nous tenons compte de l'imprécision des coupures entre les différentes classes pétrographiques, nous notons une importante disproportion entre les dimensions des aires de dispersion des granodiorites et des tonalites. Ceci est lié à l'intensification brutale des variations chimiques dans ces dernières à l'approche immédiate des roches gabbro-dioritiques auxquelles elles sont associées. Afin de montrer l'importance de cette évolution, nous présentons (tableau XIX) les compositions de deux échantillons de tonalite prélevées dans un "filon" relativement puissant (1m) recoupant une petite masse basique au Sud de l'Etang du Laurenti (cf. plan d'échantillonnage). Le premier (L864) a été prélevé au coeur de cette passée tonalitique, le second (L863B) au contact même avec la roche gabbro-dioritique qui présente alors un faciès hypermélancocrate à grain très fin. La limite entre les deux formations est très tranchée (la tonalite ne renferme pas de fragments de roche basique). Les compositions chimiques des deux échantillons présentent des différences significatives très sensibles qui se traduisent, en allant vers le contact par une chute rapide de la silice et du potassium tandis que l'alumine, le magnésium, le calcium, le sodium (la croissance de la soude ne compense pas entièrement le déficit en potassium car la somme des alcalins décroît) et peut-être le titane augmentant, enfin le fer semble demeurer stable (il en résulte une chute brutale du rapport Fe/Mg).

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
I	L864	59,50	19,80	5,50	0,09	1,83	5,65	3,61	2,13	0,70	0,86
	L863B	55,80	20,40	5,54	0,07	3,96	7,43	3,81	1,48	0,83	0,84
II	L912	59,50	20,00	4,21	0,04	1,78	7,53	4,01	1,34	0,75	0,88
	L912B	57,20	19,90	5,56	0,06	2,93	7,94	3,77	1,04	0,85	0,70
		Quartz Orthose Plagioclase Biotite Hornbl. Acess. % An Pl.								Na+K Fe/Mg	
I	L864	17,40	2,85	61,45		15,84	-	2,46	47	161	1,48
	L863B	9,44	-	65,30		13,84	9,00	2,34	47	154	0,70
II	L912	12,38	3,46	66,10		7,02	9,60	1,30	45	159	1,19
	L912B	11,01	-	64,35		9,84	12,90	1,87	47	144	0,96

Tableau XIX : Caractérisation chimico-minéralogique des deux types d'évolution présentés par les tonalites à proximité immédiate du contact avec les roches gabbro-dioritiques auxquelles elles sont associées. Analyses CRPG - Nancy.

- I - Evolution chimique lorsque le contact entre les tonalites et les roches basiques est très franc.
- II - Evolution chimique lorsque le contact entre les tonalites et les roches basiques est relativement flou (présence de petits fragments de roche basique dans la tonalite),

Sur le plan minéralogique, la transition entre les échantillons L864 et L863B se caractérise par la chute rapide du quartz et des minéraux potassiques (orthose qui disparaît totalement et biotite) et, en contrepartie par l'important développement du plagioclase (dont la composition ne varie pratiquement pas) et de la somme des minéraux ferro-magnésiens (sous l'effet de l'apparition d'une forte proportion d'amphibole).

Une telle évolution chimico-minéralogique présente des caractères très proches de ceux que nous avons précédemment définis pour la tendance générale marquant le passage progressif des granites monzonitiques aux tonalites. Elle semble cependant s'en distinguer légèrement par le jeu particulier du fer (qui demeure constant alors qu'il croît progressivement suivant la tendance d'ensemble). Ce caractère particulier expliquer vraisemblablement l'allongement très marqué (suivant une direction pratiquement horizontale) que présente l'aire de dispersion des tonalites dans le diagramme du fer (C₁ fig. 30). Dans les autres représentations graphiques, ce phénomène n'apparaît pas car la transition entre les deux échantillons L864 et L863B est sensiblement parallèle à la tendance générale (C₁ fig. 29 - 31). Si nous admettons que l'ensemble des tonalites est affecté à un degré plus ou moins marqué par cette tendance évolutive particulière, ceci explique que leur point moyen soit localisé dans le diagramme du fer, légèrement à l'écart de l'alignement marqué par les granites monzonitiques et les granodiorites (points moyens).

Cependant, ainsi que nous l'avons noté au cours de l'étude pétrographique précédente, les contacts entre les tonalites et les roches gabbro-dioritiques ne sont pas toujours tranchés, pouvant localement devenir relativement transitionnels. La roche basique, se chargeant en abondants phénocristaux de plagioclase acquiert une texture très franchement microgrenue porphyrique, tandis que la tonalite peut alors renfermer des petits nodules (dont la taille ne dépasse fréquemment pas quelques millimètres) à grain très fin et riches en minéraux ferro-magnésiens. Ces nodules représentent très vraisemblablement des petits fragments de roche basique. L'évolution chimique des tonalites à l'approche de ce type de contact présente plusieurs différences non seulement avec celle qui résulte de la transition générale (granites monzonitiques-tonalites) mais également avec la tendance précédente. Nous présentons pour illustrer cette évolution la composition de deux échantillons prélevés tous deux à proximité immédiate de roches gabbro-dioritiques (en enclaves fusiformes). Le premier que nous avons choisi comme échantillon type pour représenter les tonalites (L912) a été prélevé à environ 30 cm du contact avec les roches basiques (il est totalement dépourvu de petits nodules ferro-magnésiens). Le second (L912B) représente la tonalite au contact immédiat avec une enclave basique (à texture microgrenue porphyrique) et renferme de petits "nids" ferro-magnésiens. La comparaison des compositions de ces deux échantillons montre que cette transition se traduit par une sensible décroissance du quartz, de la soude et de la potasse (à un moindre degré de l'alumine) et par contre une nette augmentation du fer, du magnésium (ce dernier élément croît plus rapidement que le fer, ainsi le rapport Fe/Mg baisse légèrement), du calcium et du titane. Elle se distingue donc des deux autres tendances par le jeu particulier de la soude et de l'alumine. Sur le plan minéralogique, cette différence se traduit par un abaissement de la proportion du plagioclase et en contrepartie un fort développement des minéraux ferro-magnésiens. Dans les diagrammes chimico-minéralogiques et plus particulièrement celui du fer (C₂ fig. 30), cette nouvelle tendance est très oblique par rapport à la fois à l'évolution d'ensemble et à la tendance définie précédemment. Comme l'échantillon L912B renferme des petites inclusions pouvant être interprétées comme représentant des fragments de roches gabbro-dioritiques, le caractère particulier de cette tendance évolutive est vraisemblablement lié, du moins pro-parte à un phénomène de contamination directe par le matériau basique.

Avant de clore cette étude chimique des granodiorites et des tonalites il est important de noter que la tendance évolutive d'ensemble (A, résultant de

la transition depuis les granites monzonitiques aux tonalites) et de manière encore plus nette celle que nous avons définie dans les tonalites au contact immédiat avec les roches gabbro-dioritiques (C_1 , dans le cas où les contacts entre les deux formations sont tranchés) ne convergent pas avec le domaine de dispersion des roches basiques (ceci étant surtout net dans les diagrammes du fer et de l'alumine, fig. 30 - 31). Ainsi, sans vouloir aborder dès à présent le problème de l'origine des granodiorites et des tonalites (nous le traiterons dans le chapitre consacré à la typologie des roches ignées), l'observation précédente tendrait à impliquer que l'évolution chimico-minéralogique conduisant des granites monzonitiques aux tonalites ne saurait résulter d'un simple processus de contamination des roches acides par les formations basiques.

2) **LES GRANITOIDES MERIDIONAUX** (granites monzonitiques, granodiorites, tonalites). Au cours de l'étude pétrographique, nous avons montré que l'ensemble des roches granitoïdes qui constituent la majeure partie de la zone méridionale du Massif de Quérigut, formaient une série pétrographique continue depuis des granites monzonitiques jusqu'à des tonalites. Etant donné l'importante foliation qui affecte l'ensemble de ces roches, la distinction pétrographique des différents termes qui constituent cette série est très malaisée. Seuls s'individualisent nettement des faciès porphyroïdes riches (1) en phénocristaux de feldspath alcalin. Cependant, il est apparu que contrairement à la série centrale et septentrionale équivalente, les termes calco-alcalins (granodioritiques et tonalitiques) sont dominants sur les termes acides (granites monzonitiques) et ne sont pas strictement associés aux roches gabbro-dioritiques.

a) Caractères généraux, relations avec les granitoïdes septentrionaux : Les trois termes principaux (2) de cet ensemble igné constituent, du point de vue chimique, une série continue caractérisée par une variation progressive des éléments depuis les termes acides jusqu'aux termes basiques (tableau XX). La comparaison entre ces trois types pétrographiques et leurs équivalents de la série de S.R. NOCKOLDS (tableau XIII) met en lumière plusieurs de leurs particularités. En effet, tout en présentant une certaine convergence avec les faciès ignés types, les trois formations étudiées s'en distinguent (avec un décalage s'accroissant nettement des termes acides aux termes basiques) par leur pauvreté en silice et en soude et au contraire un certain excès en alumine, fer (ce qui se traduit par des rapports Fe/Mg plus élevés), en calcium et en potassium (uniquement dans les granodiorites et les tonalites), le magnésium et le titane étant sensiblement équivalents. Il en résulte que la somme des alcalins, nettement déficitaire dans les granites monzonitiques et les granodiorites, redevient normale dans les tonalites.

-
- (1) Ces faciès porphyroïdes ne se développent pas, comme dans la partie septentrionale du Massif suivant une structure régulière, ils apparaissent au contraire en taches à contours flous de dimensions généralement limitées ne dépassant que rarement quelques centaines de mètres de diamètre.
- (2) La distinction entre les trois termes principaux de cette série pétrographique a été basée sur la proportion de feldspath alcalin que les roches renferment. Nous avons classé comme granodiorite les échantillons renfermant de 15 à 5 % de feldspath alcalin et comme tonalite ceux qui en contiennent moins de 5 %. Etant donné les caractères chimiques particuliers des faciès porphyroïdes nous aborderons leur étude dans un paragraphe particulier.

La différence entre la série étudiée et les faciès ignés types apparaît également de façon très nette sur le plan minéralogique (défini par la norme) avec des écarts s'accroissant sensiblement des termes acides aux termes basiques. En effet, les granites monzonitiques se distinguent sensiblement des adamellites par un net déficit en orthose compensé par un excédent en plagioclase (dont la composition est d'autre part franchement plus basique, ce qui traduit un net déficit en soude et par contre un excès en calcium) et en biotite (ce qui est un indice de leur richesse en fer). Ces caractères tendent à nettement déplacer les granites monzonitiques en direction du domaine des granodiorites. Dans les granodiorites et les tonalites du Massif de Quérigut, nous notons par rapport à leurs équivalents ignés moyens un déficit croissant en quartz et en plagioclase (dont la composition est franchement plus basique) et au contraire un excès augmentant progressivement en minéraux potassiques (biotite dont l'abondance traduit la richesse des roches en fer, orthose et muscovite). La présence de muscovite (minéral réellement présent dans les roches (1) dans la norme est liée à l'abondance de corindon normatif (qui est induit par caractère hypoplagioclasiq^{ue} des roches).

Si les granitoïdes méridionaux apparaissent constituer une série ignée très comparable à celle que nous avons mise en évidence dans la partie centrale et septentrionale (série granites monzonitiques - tonalites) présentant avec cette dernière des caractères communs (déficit en silice et excès en alumine), ils tendent cependant à s'en distinguer avec une intensité croissante, des termes acides aux termes basiques. Ceci se traduit par un déficit progressif en soude compensé par un excédent en potassium et en fer (comparaison des tableaux XII et XX), (fig. 34 - 35 - 36). Les éléments en traces semblent également présenter des différences significatives (notamment du point de vue des teneurs en Sr et Rb, cependant le rapport K/Rb décroît progressivement comme dans la série septentrionale). Les écarts chimiques entre les deux séries (granites monzonitiques tonalites septentrionales et méridionales) se traduisent, du point de vue de la norme par un déficit dans les granitoïdes méridionaux en plagioclase et, par contre un excédent en quartz et en minéraux potassiques et ferrifères (orthose, biotite à laquelle s'ajoutent de la muscovite et minéraux accessoires), ces caractères s'accroissant des termes acides aux termes basiques. De telles distinctions expliquent la localisation particulière de l'ensemble des granitoïdes méridionaux dans les diverses représentations graphiques et plus particulièrement dans les diagrammes du fer et de l'alumine (fig. 35 - 36). Il est particulièrement intéressant d'étudier la répartition des points représentatifs des granitoïdes méridionaux dans le diagramme de l'alumine (fig. 36) qui met particulièrement bien en lumière le jeu différentiel de la soude et de la potasse. Les granitoïdes méridionaux y occupent une vaste aire de dispersion très allongée. L'axe moyen de cet allongement s'enracinant sensiblement dans le domaine des granites monzonitiques septentrionaux s'écarte progressivement de la lignée septentrionale en passant aux granodiorites puis aux tonalites (un tel écart traduisant un déficit accru en soude, ce qui rejoint nos observations précédentes). D'autre part, étant donné l'excès en potasse

(1) Au cours de l'étude pétrographique, nous avons montré que la muscovite était constamment présente en association avec la biotite, en proportion parfois notable, dans la mésostase finement cristallisée séparant les minéraux fracturés ou déformés.

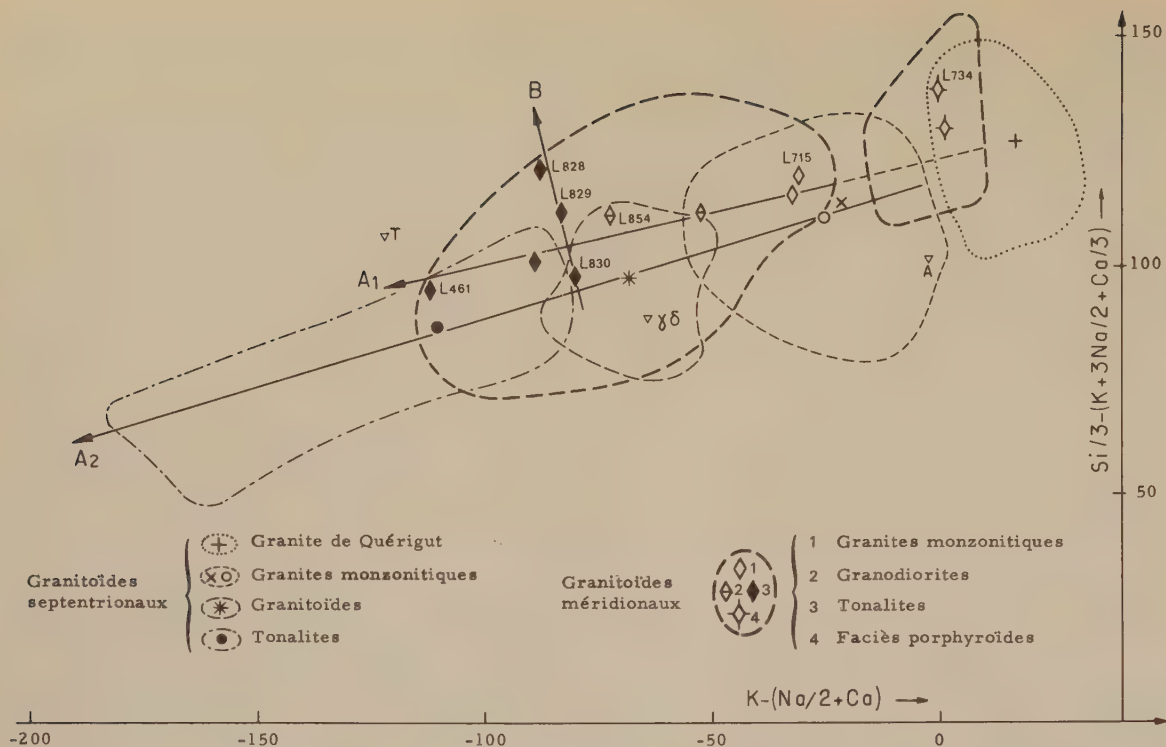


Fig. 34 - Diagramme chimico-minéralogique des alcalins. Les granitoïdes méridionaux du Massif de Quérigut - Comparaison avec les granitoïdes septentrionaux - Caractérisation de leurs variations chimico-minéralogiques +

A : Tendance d'évolution générale (série granites monzonitiques - tonalites).

B : Tendance évolutive liée à l'accroissement du phénomène de blastomylonitisation.

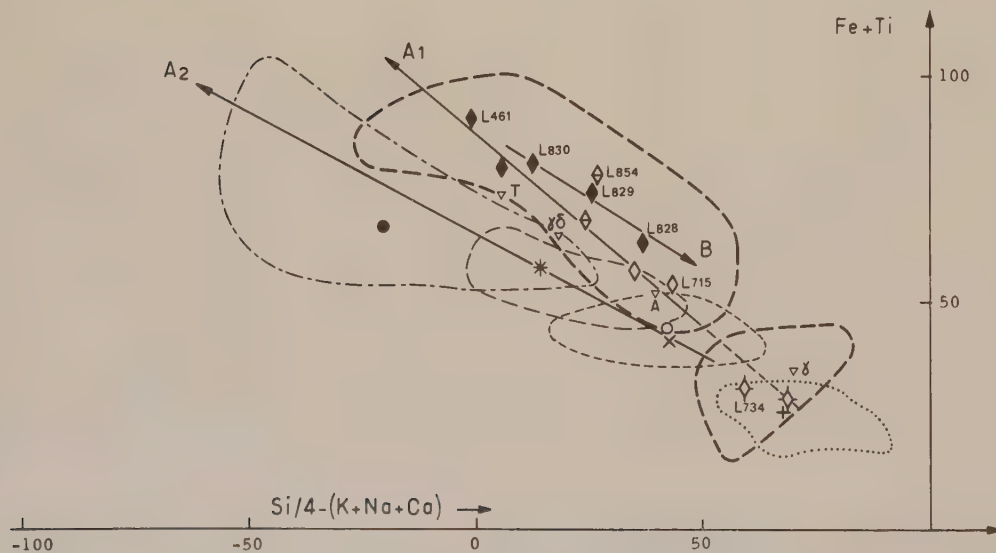


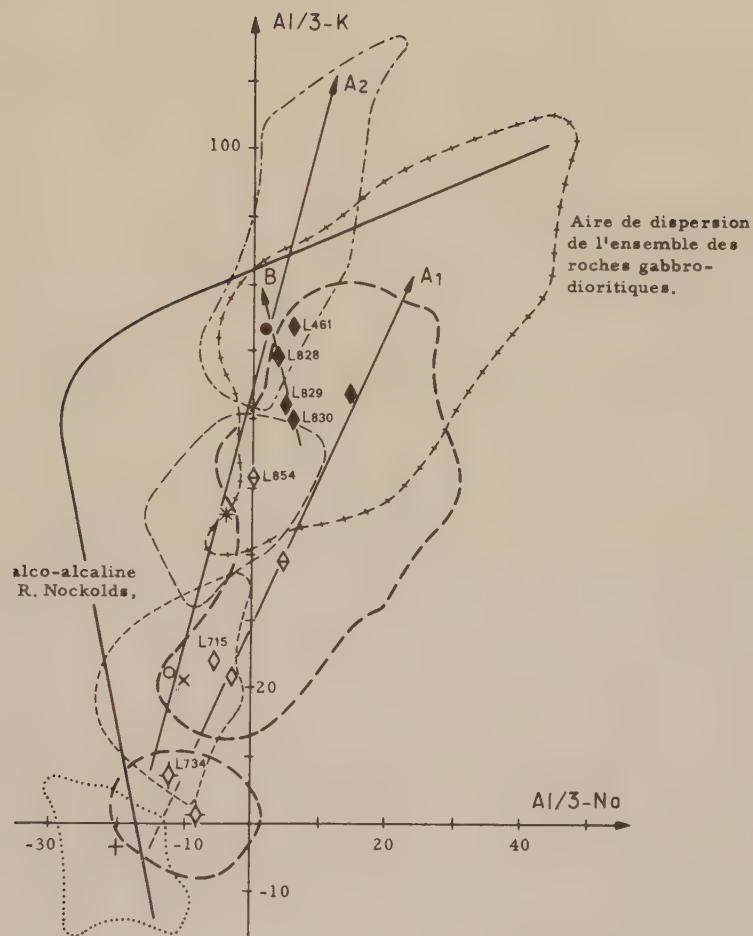
Fig. 35 - Diagramme chimico-minéralogique du fer. Les granitoïdes méridionaux. Comparaison avec les granitoïdes septentrionaux.

Caractérisation des tendances d'évolution chimico-minéralogique de ces granitoïdes.

A₁ : Tendance d'évolution générale (liée à la série granites monzonitiques - tonalites).

B₁ : Evolution liée à l'accroissement du phénomène de blastomylonitisation.

Même légende que fig. 34.



, 36 - Diagramme chimico-minéralogique de l'alumine. Les granitoïdes méridionaux. Comparaison avec les granitoïdes septentrionaux.

Caractérisation des tendances évolutives dominantes des granitoïdes méridionaux :

A₁ : Tendance évolutive d'ensemble caractérisée par la succession des faciès pétrographiques : granites monzonitiques - granodiorites - tonalites.

B : Evolution chimico-minéralogique liée au phénomène de blastomylonitisation.

	Granites monzonitiques			Granodiorites			Tonalites		
	L715	M (19)**	σ	L854	M (16)**	σ	L461	M (22)**	σ
SiO ₂	68,00	67,80	1,91	64,60	65,10	1,06	61,00	61,75	1,84
Al ₂ O ₃	15,70	15,70	0,76	16,70	16,75	0,78	18,10	17,90	0,79
Fe ₂ O ₃	0,65	4,08*	0,90	0,60	4,93*	0,34	0,82	5,75*	0,59
FeO	3,04	-		4,54	-		5,09	-	
MnO	0,07	0,05	0,02	0,09	0,08	0,01	0,08	0,09	0,01
MgO	1,14	1,16	0,31	1,85	1,49	0,29	2,17	2,02	0,35
CaO	3,07	3,37	0,60	4,29	3,92	0,24	5,62	4,89	0,55
Na ₂ O	3,32	3,25	0,26	3,39	3,22	0,16	3,48	3,19	0,19
K ₂ O	3,66	3,80	0,71	2,69	3,27	0,34	2,08	2,44	0,36
TiO ₂	0,35	0,45	0,13	0,63	0,59	0,03	0,78	0,68	0,08
P.F.	1,00			1,02			0,79		
Total	99,80			100,40			100,01		
Ba	580			510			470		
Cr	13			19			31		
Ga	17			22			20		
Sr***	177			219			255		
V	55			120			140		
Li	68			95			65		
Rb***	134			110			97		
Quartz	26,71	25,14		24,15	23,66		19,63	20,37	
Orthose	15,74	16,39		6,10	9,59		1,20	2,25	
Plagioclase	45,05	46,40		51,75	47,05		59,05	53,75	
Biotite	9,94	10,66		16,00	14,43		18,08	17,92	
Muscovite	1,40	-		-	3,28		0,20	3,50	
Accessoires	1,10	1,36		1,89	1,96		1,87	2,13	
% An Pl.	33	36		41	39		46	44	
Na + K	185	186		162	174		156	158	
Fe/Mg	1,45	1,76		1,54	1,68		1,50	1,44	
K/Rb	332			292			258		

Tableau XX : Compositions des échantillons types et compositions moyennes des principaux faciès de roches granitoïdes constituant la majeure partie de la zone méridionale du Massif de Quérigut (éléments majeurs - traces en ppm). Analyses CRPG, Nancy.

- compositions minéralogiques (mésosorme de T.F.W. BARTH)
- Paramètres importants

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

** Nombre d'échantillons sélectionnés pour calculer les moyennes

*** Eléments en traces dosés par spectrométrie de masse (laboratoire de Géochronologie du CRPG - Nancy).

(essentiellement dans les termes tonalitiques), l'allongement des granitoïdes méridionaux a une amplitude moindre que leurs équivalents septentrionaux. Ainsi les granitoïdes méridionaux, sous l'effet d'un déficit croissant en soude, tendent à s'écarter progressivement de la zone de dispersion des roches ignées normales en direction du domaine sédimentaire. Comme cette série granitique du Massif de Quérigut renferme d'abondants septa métasédimentaires (micaschistes, cipolins...) il serait logique de relier leur dérive progressive à l'action d'une contamination notable par les sédiments.

b) Evolution des granitoïdes méridionaux au cours de la blastomylonitisation :
Cependant, l'origine du caractère particulier des granitoïdes méridionaux peut être recherchée dans une toute autre direction. En effet, nous avons montré que ces faciès étaient affectés par une foliation plus ou moins marquée dont l'origine serait à relier à un phénomène de blastomylonitisation. Il est donc nécessaire de vérifier si le développement de l'action de la blastomylonitisation s'accompagne d'une notable variation chimique dont il importe de déterminer les caractéristiques. Pour cela, nous avons sélectionné trois échantillons (appartenant au groupe des tonalites) prélevés le long de la crête joignant la Porteille d'Orlu et le Pic de Baxouillade (voir carte des prélèvements). Dans le premier échantillon (L830) la blastomylonitisation quoique présente, demeure discrète, les différents minéraux fracturés et déformés sont séparés par une fine mésostase peu importante. L'action de ce phénomène devient plus sensible dans le second échantillon (L829) et atteint son maximum dans le troisième (L828). Dans ce dernier qui semble présenter les mêmes associations paragénétiques que les deux précédents, seuls les cristaux de plagioclase ont relativement bien résisté à la cataclase (ils apparaissent en cristaux arrondis) ce qui donne à la roche un aspect granulé particulier. Etant donné l'action du phénomène cataclastique, il n'est guère possible de déterminer si cette évolution s'accompagne de variations minéralogiques notables (l'analyse modale des deux échantillons L829 et L828 n'est pas réalisable). Cependant, nous notons que dans la roche la plus mylonitisée, les grandes paillettes de biotite ont totalement disparu (ce minéral n'existe que sous forme de fins cristaux faiblement colorés, associés à de petites paillettes de muscovite, dans la mésostase intercristalline). La comparaison des compositions chimiques des trois échantillons (tableau XXI) montre que la blastomylonitisation s'accompagne de sensibles variations de certains éléments (surtout importantes pour l'échantillon L828) se marquant principalement par l'augmentation progressive de la silice et, par contre la décroissance plus ou moins forte des autres éléments (la soude cependant semble demeurer stable). Une telle évolution est donc nettement distincte de celle qui est liée au décalage progressif de la série méridionale par rapport à son équivalent septentrional. Nous ne retrouvons pas en effet le développement du caractère hyposodique et au contraire hyperpotassique et ferrifère. Dans les représentations graphiques, les deux tendances apparaissent franchement distinctes (fig. 34 - 35 - 36). D'autre part, la reconstitution des normes des trois échantillons permet de définir les caractères minéralogiques de l'évolution liée à la blastomylonitisation. Parallèlement au développement de ce phénomène, nous notons l'accroissement sensible du quartz tandis que les minéraux potassiques orthose et biotite chutent rapidement (cette décroissance étant cependant légèrement compensée par une augmentation de la muscovite). Enfin, le plagioclase, dont la proportion diminue faiblement tend à devenir plus sodique (ceci est lié au jeu du calcium). Compte tenu de ces différentes observations, il apparaît que le phénomène de blastomylonitisation ne peut être tenu responsable du caractère chimique particulier présenté par l'ensemble des granitoïdes méridionaux. Il est donc plus

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
L830	62,20	17,80	5,73	0,09	2,02	4,54	3,41	2,62	0,71	1,24
L829	63,40	17,35	5,45	0,09	1,78	4,51	3,32	2,38	0,67	0,90
L828	64,20	17,50	4,44	0,06	1,63	4,29	3,40	2,07	0,64	1,26

	Quartz	Orthose	Plagioclase	Biotite	Muscovite	Access.	% An Pl.	Na + K	Fe/Mg
L830	21,47	4,21	53,85	17,25	1,06	2,05	42	166	1,42
L829	23,98	3,58	53,05	16,15	1,15	2,06	42	158	1,51
L828	26,19	1,25	52,75	12,95	4,48	2,30	41	154	1,36

Tableau XXI : Evolution chimique d'une tonalite méridionale du Massif de Quérigut sous l'action de la blastomylonitisation (Analyses CRPG, Nancy).

- Mésonorme de ces échantillons - Somme des alcalins - Rapport Fe/Mg.

Les échantillons sont classés dans l'ordre de blastomylonitisation croissante.

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃.

vraisemblable d'admettre que ce caractère serait lié à l'action progressive d'une contamination des roches ignées par les formations sédimentaires. Nous reprendrons ce problème d'une part dans le chapitre consacré à la typologie des roches ignées d'autre part lors de l'étude des formations méta-sédimentaires encaissantes et en septa dans le Massif de Quérigut.

c) Les faciès porphyroïdes : Ainsi que nous l'avons rappelé précédemment, nous avons observé, dans les granitoïdes méridionaux des faciès franchement porphyroïdes (riches en phénocristaux de feldspath alcalin qui peuvent atteindre 3 à 4 cm) que nous avons, au cours de l'étude pétrographique parallélisés avec leurs équivalents septentrionaux quoique ne dessinant pas comme eux une structure régulière mais apparaissant en taches à contours flous de faibles dimensions. Du point de vue de leur composition chimique illustrée par l'échantillon témoin L734 (1) et la composition moyenne de ces roches, ces faciès porphyroïdes se distinguent nettement non seulement de leurs équivalents septentrionaux mais également des granites monzonitiques méridionaux (tableau XXII). Cette différence se marque par un net excès en quartz et en potassium et, en contrepartie un sensible déficit des autres éléments. La reconstitution de la norme montre que les faciès porphyroïdes septentrionaux se singularisent par leur richesse en quartz et en orthose et leur pauvreté en plagioclase (dont la composition est d'autre part plus sodique que celle de ce minéral dans les granites monzonitiques septentrionaux et surtout méridionaux) et en biotite (plus particulièrement par rapport aux granites monzonitiques méridionaux). Ces différences importantes, qui n'étaient pas apparues lors de l'étude pétrographique étant donné l'action notable de la foliation, expliquent la localisation singulière des faciès porphyroïdes méridionaux dans les différentes représentations

(1) Les caractères de cet échantillon et ses coordonnées sont reportés en annexe.

graphiques (fig. 34 - 35 - 36). Ils se dispersent en effet dans une aire qui se place en position intermédiaire entre les granites monzonitiques et le granite de Quérigut. Cependant, quoique se localisant dans le domaine du granite de Quérigut les échantillons les plus acides de ce faciès s'en distinguent sensiblement étant plus riches en calcium et par contre moins sodiques. Par contre, ainsi que nous le verrons dans le paragraphe suivant, ils présentent des caractéristiques très proches des microgranites à biotite dont la variété porphyroïde apparaît également en taches de dimensions restreintes (se localisant cependant uniquement dans les tonalites au contact des formations gabbro-dioritiques).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
L734	71,90	14,60	1,98	0,04	0,49	2,08	3,22	4,12	0,24	0,78
M (10)**	71,40	14,75	2,31	0,04	0,66	2,22	3,23	4,47	0,21	0,64

	Quartz	Orthose	Plagioclase	Biotite	Muscovite	Access.	% An Pl.	Na + K	Fe/Mg
L734	30,98	20,76	40,35	5,15	1,56	1,14	25	195	2,04
M	29,14	21,96	40,55	6,70	1,05	0,68	27	199	1,71

Tableau XXII : Composition chimique et norme d'un échantillon témoin et de la moyenne des faciès porphyroïdes méridionaux du Massif de Quérigut. Analyses CRPG, Nancy.

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

** Nombre d'échantillons sélectionnés pour calculer la composition moyenne.

IV - CARACTERES GEOCHIMIQUES DES FORMATIONS FILONIENNES

Dans ce paragraphe, nous avons adopté le même découpage que lors de l'étude pétrographique. En effet, nous avons scindé les formations filoniennes en deux ensembles distincts : les filons acides et les filons basiques.

Dans le premier ensemble sont regroupés des filons de nature très variée : granites à deux micas, aplites, granophyres, plagiaplites et malgré leurs caractères particuliers, microgranites à biotite. Le second apparaît par contre beaucoup plus homogène car il regroupe des roches se rattachant toutes à la famille des dolérites.

1) LES FILONS ACIDES. Les études pétrographiques ont permis de distinguer dans le groupe des formations filoniennes acides deux sous-ensembles distincts. Le premier auquel appartient la majorité des faciès pétrographiques observés (granites à deux micas, granophyres, aplites et microgranites à biotite) présente un caractère granitique affirmé caractérisé par la richesse des roches en feldspath alcalin par rapport au plagioclase. Le second, qui n'est constitué que des plagiaplites se distingue sensiblement du précédent par son caractère plagioclasiq (et plus particulièrement albitique).

a) Les formations à caractère granitique : La comparaison des compositions chimiques des formations qui constituent ce sous-ensemble montre qu'elles semblent

	Microgranites à biotite			Granites à deux micas			Grano- phyres	Aplites	
	L811	L7022	M (G)	S5200	L677	M (15)	L714	L857	M (3)
SiO ₂	71,40	70,70	70,20	72,30	72,10	73,10	73,90	76,60	75,50
Al ₂ O ₃	15,00	15,35	15,00	14,25	13,70	14,60	14,30	11,90	12,40
Fe ₂ O ₃	0,72	0,68	2,47*	0,36	0,47	1,28*	0,22	0,23	0,59*
FeO	1,38	1,18	-	0,79	0,95	-	0,63	0,82	-
MnO	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01
MgO	0,69	0,64	0,87	0,41	0,54	0,29	0,39	-	0,04
CaO	2,03	2,88	1,97	0,64	1,33	0,90	0,29	0,84	1,04
Na ₂ O	3,02	3,15	3,38	3,06	3,27	3,28	2,95	2,53	2,43
K ₂ O	4,85	4,62	4,49	5,09	5,35	4,98	5,36	6,66	6,44
TiO ₂	0,31	0,32	0,34	0,11	0,29	0,16	0,16	0,04	0,07
P.F.	0,95	0,62	1,12	1,10	0,82	0,96	1,57	0,60	0,80
B	<10			110					
Ba	750			600					
Ga	16			12					
Sr	90			25					
V	16			<10					
Li	70			90					
Rb	280			290					
Quartz	29,29	27,06	27,62	32,29	28,32	31,28	33,91	34,05	33,42
Orthose	24,30	24,13	21,61	23,40	27,45	23,35	24,60	39,70	39,20
Plagio.	37,60	42,65	40,95	31,50	35,90	34,50	28,65	23,75	26,10
Biotite	6,16	5,47	7,42	3,30	4,72	3,88	3,57	-	-
Amphibole	-	-	-	-	-	-	-	2,20	1,20
Muscovite	1,40	-	1,05	8,09	2,75	6,00	8,58	-	-
Access.	1,32	0,72	1,28	1,38	0,92	1,08	0,72	0,39	0,18
% An Pl.	27	33	24	10	16	13	5	9	15
Na + K	200	200	204	207	219	212	209	224	215
Fe/Mg	1,63	1,56	1,42	1,51	1,42	2,27	1,21	-	7,30
K/Rb	208				207				

Tableau XXIII : Composition chimique et norme des échantillons témoins et des moyennes représentatifs des formations filoniennes acides, sous-ensemble des formations à caractère granitique - Analyse CRPG - Nancy (les faciès sont classés par ordre d'acidité croissante).

Somme des alcalins - Rapports Fe/Mg et K/Rb

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

constituer une série caractérisée par la variation progressive des différents éléments (tableau XIII). Cette série serait ainsi formée par la succession des différents termes : microgranites à biotite - granites à deux micas, granophyres et aplites.

Avant de définir cette série, il importe de comparer la composition de ces différents faciès pétrographiques avec celles des types ignés moyens correspondants. Ainsi les microgranites à biotite apparaissent relativement proches des adamellites (tableau XIII) s'en distinguant cependant par un excès en silice et en alumine et au contraire, un net déficit en fer et en calcium (les alcalins étant équivalents). Ces différences se traduisent sur le plan de la norme par une proportion, supérieure en quartz et inférieure en plagioclase (dont la composition est plus albitique) et en biotite. De même, quoique très proches de leurs faciès types équivalents (tableau XIV), les granites à deux micas (auxquels nous associons l'échantillon de granophyre dont la composition est très voisine (1)) et les aplités du Massif de Quérigut s'individualisent nettement par deux caractères principaux : leur richesse en soude et par contre leur pauvreté systématique en fer (les rapports Fe/Mg sont, sauf pour les aplites, plus bas que ceux de leurs équivalents). De plus, les granites à deux micas sont plus alumineux et moins potassiques. Ainsi, sur le plan de leur norme, les granites à deux micas présentent une proportion relativement élevée en plagioclase (dont la composition franchement albitique traduit la tendance sodique de ces roches) et au contraire faible en biotite. Dans les aplites par contre, nous notons un certain déficit de l'alumine par rapport aux teneurs en alcalins (la somme Na + K est nettement supérieure à la normale) et en calcium. Ceci explique que le minéral ferro-magnésien soit représenté par un pyroxène calcique (ou une amphibole) et non par de la biotite. De plus le magnésium étant quasiment absent, le pyroxène et surtout l'amphibole appartiennent au groupe des minéraux ferrifères (hastingsite). Ainsi dans les diverses formations filoniennes acides présentant un caractère granitique, nous notons de façon systématique deux caractères distinctifs. Elles sont en effet hypoferrifères et, en contrepartie, hyperalumineuses. Il est important de noter que nous retrouvons deux traits fondamentaux des autres roches ignées du Massif de Quérigut (roches gabbro-dioritiques et granitoides).

Comme nous l'avons souligné au début de ce paragraphe, ce groupe de formations filoniennes acides semble constituer une série continue se caractérisant, du point de vue chimique par une transition progressive depuis les microgranites à biotite jusqu'aux aplites par l'intermédiaire des granites à deux micas (et des granophyres). Nous notons en effet, en classant les faciès suivant cet ordre, une croissance continue de la silice et du potassium et une diminution progressive des autres éléments (les variations étant brutales au niveau des aplites).

Sur le plan de la norme, ces variations progressives se traduisent par un développement du quartz et des minéraux potassiques (orthose et muscovite) et

(1) La composition de l'échantillon de granophyre apparaît nettement déficitaire en calcium ce qui se traduit, sur le plan de la norme, par une faible proportion en plagioclase dont la composition est très albitique. Ce caractère semble devoir être relié à la notable altération subie par cette roche (s'accompagnant d'une sensible séricitisation du plagioclase).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
I	73,11	14,22	0,54	1,23	0,05	0,46	0,92	3,01	5,32	0,22
II	76,16	12,92	0,56	0,42	-	0,11	0,94	2,27	6,00	0,07
	Quartz	Orthose	Plagioclase	Biotite	Muscovite	Access.	% An	Pl.	Na+K	Fe/Mg
I	31,49	24,63	31,95	4,67	6,30	0,88	14	210	2,20	
II	35,97	34,98	25,30	2,43	-	1,36	13	201	4,35	

Tableau XIV : Composition chimique moyenne et mésonorme de deux ensembles filoniens acides

I : granites à deux micas (S.R. NOCKOLDS 1954 - table 1)
 II : Aplites (JOHANSEN, 1951).

en contrepartie, une diminution importante des proportions du plagioclase (dont la composition devient très albitique) et des minéraux ferro-magnésiens (biotite ou amphibole).

Dans les représentations graphiques, les points représentatifs des échantillons qui constituent ce groupe igné se dispersent notablement (fig. 37 - 38 - 39). Cependant, les granites à 2 micas et les microgranites à biotite ne semblent pas se localiser de façon totalement arbitraire en effet ils tendent à se rassembler à proximité de la lignée définie par la transition granites monzonitiques - tonalites constituant ainsi son prolongement vers le domaine granitique (les points moyens de ces deux ensembles sont très proches de l'axe moyen de cette lignée). Etant donné cette localisation et l'existence de caractères chimiques identiques à ceux de l'ensemble des granitoïdes, nous sommes tentés d'envisager l'existence de relations génétiques entre ces formations filoniennes et les roches plutoniques acides. Par contre, les aplites s'écartent notablement de la série précédente sous l'effet vraisemblablement de leur faible teneur en soude et de la forte valeur de leur potassium, ceci étant particulièrement net dans le diagramme de l'alumine (fig. 39). Il est à noter que les échantillons d'aplite étudiés ici proviennent tous de la zone méridionale du Massif où ils recoupent à la fois les roches granitoïdes et les septa métasédimentaires. Nous retrouvons ainsi dans ces formations filoniennes le caractère hyposodique (et hyperpotassique) des roches granitoïdes auxquelles ils sont associés.

b) Les plagiaplites : Les plagiaplites se distinguent très nettement des autres formations filoniennes par leur grande richesse en soude et l'absence quasi complète du fer et du magnésium (tableau XV). Ceci se traduit dans leur norme par la forte proportion de plagioclase (très proche du pôle albite) la faible importance du quartz et l'absence de biotite. Ces roches ont ainsi des compositions chimico-minéralogiques particulières les distinguant très nettement des roches ignées communes (elles ne peuvent être parallélisées avec les syénites ou trachytes étant donné leur grande pauvreté en fer et magnésium). Ainsi, dans les représentations graphiques, ces roches occupent une position très singulière (fig. 37 - 38 - 39). Il ne semble guère possible de relier la genèse des caractères chimico-minéralogiques de ces formations à un processus igné unique. Par contre, étant donné leur

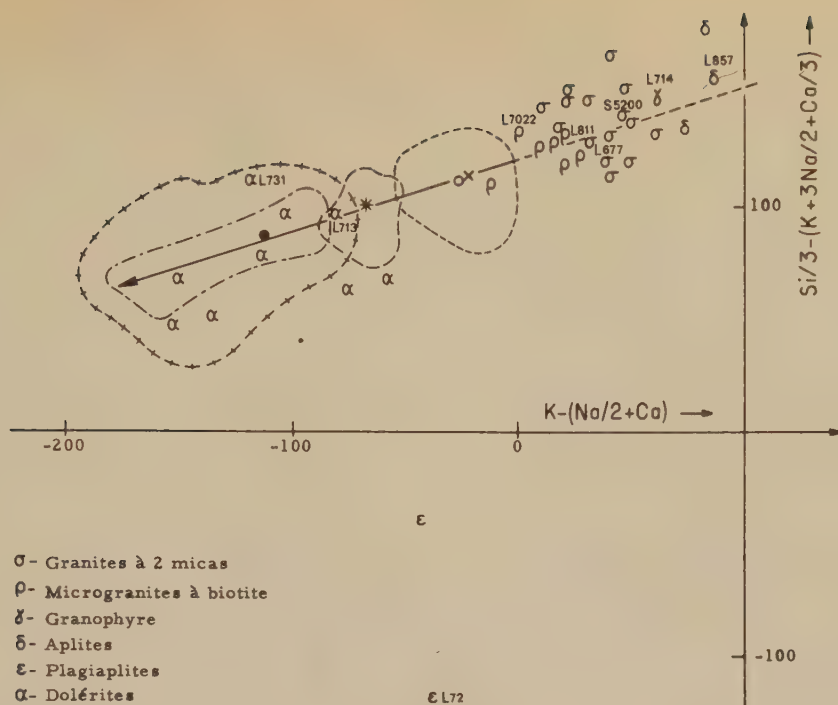


Fig. 37 - Diagramme chimico-minéralogique des alcalins. Les formations filoniennes du Massif de Quérigut. Relations des formations acides avec les roches granitoïdes et des dolérites avec les roches gabbro-dioritiques.

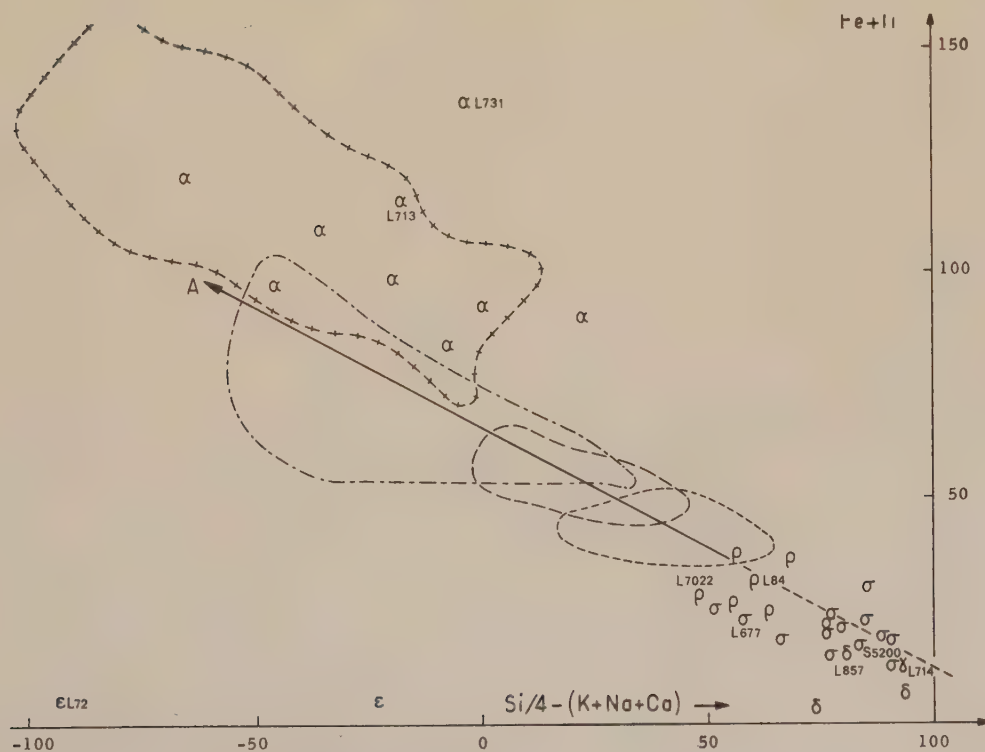


Fig. 38 - Diagramme chimico-minéralogique du fer - Les formations filoniennes du Massif de Quérigut. Relation des formations acides avec les roches granitoïdes septentrionales et méridionales. Relation des filons doléritiques avec les roches gabbro-dioritiques. Même légende que fig. 37.

localisation au coeur de grandes zones de dislocation à proximité desquelles les roches granitiques présentent des phénomènes d'altération importants (décoloration), il serait plus vraisemblable d'admettre que ces filons auraient acquis leurs caractères particuliers (enrichissement en soude notamment) de façon tardive sous l'effet de phénomènes hydrothermaux.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
L 72	69,40	17,10	0,05	0,01	-	0,30	7,14	4,00	0,34	0,81
	Quartz Orthose Plagioclase Muscovite Access. % An Pl. Na + K Fe/Mg									
L 72	12,62	18,68	64,00		4,07	0,63	1	307		-

Tableau XV : Composition chimique et norme d'un échantillon de plagioplite du Massif de Quérigut - Analyses CRPG - Nancy.

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃.

2) LES FILONS DOLERITIQUES. L'étude pétrographique a montré que les roches qui constituent les filons basiques du Massif de Quérigut se rattachaient toutes à la famille des dolérites (avec cependant une tendance pour certains échantillons à se rapprocher du groupe des lamprophyres et plus précisément des spessartites). Cependant cet ensemble n'est pas homogène car nous avons observé de sensibles variations dans les proportions des phases minérales qui constituent ces roches (plagioclase, biotite, amphibole, quartz).

Du point de vue chimique, nous retrouvons la grande hétérogénéité de ces formations ce qui se traduit par une importante dispersion des points représentatifs des échantillons dans les représentations graphiques (fig. 37 - 38 - 39). Afin d'illustrer cet ensemble, nous présentons (tableau XVI) la composition des échantillons types (L713 et L731) et celle qui correspond à la moyenne des différentes roches.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
L713	52,60	15,75	8,49	0,16	7,89	5,89	2,17	2,59	0,82	2,51
L731	54,50	19,00	9,71	0,16	3,74	6,54	2,43	1,68	1,34	0,91
M (9)**	55,30	16,90	7,47	0,12	5,45	5,86	2,92	2,38	0,96	2,07
	Quartz Plagioclase Biotite Amphibole Access. % An Pl. Na + K Fe/Mg									
L713	13,36	42,35	25,35	15,59	3,18	53		122	0,59	
L731	8,47	45,25	16,31	25,45	4,35	50		114	1,30	
M	14,20	50,60	24,46	9,15	1,62	47		145	0,68	

Tableau XVI : Composition chimique et norme des échantillons témoins et de la moyenne (M) des filons doléritiques du Massif de Quérigut. Analyses CRPG NANCY

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

** Nombre d'échantillons sélectionnés pour calculer la composition moyenne.

Si nous comparons la composition de ces roches à celles de différentes dolérites (ou diabases) types, nous observons plusieurs différences sensibles (tableau XVII). En effet, les dolérites du Massif de Quérigut apparaissent (à teneur en magnésium comparable) plus siliceuses, alumineuses et potassiques, et par

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
I	51,91	15,31	0,98	9,31	0,08	7,52	9,71	2,30	0,79	1,25
II	52,65	16,23	0,51	8,21	0,15	6,64	11,34	1,58	0,90	0,58
III	51,33	14,79	1,85	8,32	-	7,23	10,51	1,94	0,57	1,16
IV	52,89	15,79	1,71	9,19	-	4,33	9,78	2,49	0,64	1,44

Tableau XVII : Composition chimique de différents types de diabases et de dolérites.

I - Diabase de Palisade (F. WALKER - 1940)

II - Dolérite de Tasmanie (A.B. EDWARDS - 1942)

III - Diabase de Dillsburg ("chilled margin") (P.E. HOTZ 1953)

IV - Diabase de Dillsburg (faciès normal) (P.E. HOTZ-1953)

contre déficitaires en fer et calcium (1). Ces caractères se marquent, du point de vue de la norme, par la richesse de nos échantillons en quartz et en biotite et, par contre leur pauvreté en amphibole.

Les dolérites du Massif de Quérigut peuvent par contre être parallélisées aux formations gabbro-dioritiques décrites au début de ce chapitre (et plus particulièrement à celles qui constituent les enclaves). Nous retrouvons en effet notamment le caractère nettement hyperalumineux et potassique et en contrepartie hypoferrique de ces roches. Une telle similarité apparaît également dans les différentes représentations graphiques, en effet les échantillons représentatifs des dolérites se localisent sensiblement entièrement dans l'aire de dispersion des roches gabbro-dioritiques. Ainsi, malgré leur caractère tardif, les dolérites semblent provenir du même magma qui a donné naissance à l'important complexe gabbro-dioritique.

V - CONCLUSION

Au terme de cette étude géochimique des différentes formations ignées qui constituent la majeure partie du Massif de Quérigut, il importe de présenter de façon succincte les principaux résultats qu'elle a permis de mettre en lumière.

Grâce à l'analyse en grande série, l'étude géochimique a permis non seulement de définir avec précision les différents faciès ignés et de caractériser les variations mises en évidence par la pétrographie, mais également de déceler différents types d'évolution dont l'interprétation sera d'un grand recours lors de la reconstitution pétrogénétique de l'histoire évolutive du Massif de Quérigut.

(1) Ce déficit en calcium semble être lié du moins partiellement à la forte altération subie par les filons doléritiques (ce qui se traduit également par une perte au feu importante).

rigut. Au cours de cette revue synthétique, nous avons adopté le plan suivi tout au cours de ce chapitre : roches basiques et ultra-basiques, granitoïdes et formation filoniennes.

1) LES ROCHES GABBRO-DIORITIQUES ET LES FORMATIONS ULTRABASIQUES : Les roches gabbro-dioritiques, très abondantes dans le Massif de Quérigut ont pu être scindées du point de vue chimique en deux ensembles distincts : celles qui constituent les masses importantes et celles qui forment les enclaves de petites dimensions (dans une matrice dont la composition varie depuis celle des tonalites jusqu'à celle des granites normaux).

Dans le premier ensemble, les termes gabbroïques sont très peu représentés, la majorité des échantillons présentant un caractère dioritique affirmé. Ces différentes formations se distinguent nettement des gabbros ou diorites types par leur richesse en silice et en alumine et au contraire leur important déficit en fer (elles sont ainsi plus quartzeuses et plus pauvres en minéraux ferro-magnésiens). D'autre part, étant donné leurs caractères pétrographiques particuliers, ces roches ont été également parallélisées avec les termes basaltiques et andésitiques correspondants. Les gabbros et diorites quartzifères présentent avec les basaltes et andésites tholéïtiques les mêmes différences qu'avec les gabbros et diorites types, par contre ils se rapprochent nettement des basaltes centraux et des andésites calco-alcalines (termes volcaniques caractéristiques des zones orogéniques). La grande diversité chimique, essentiellement des diorites quartzifères semble liée à deux types d'évolution distincts que nous avons pu paralléliser à des variations pétrographiques particulières. Nous avons ainsi défini une tendance alcaline à fer constant (qui se traduit du point de vue pétrographique par un éclaircissement de la teinte des roches à granulométrie constante) et une tendance siliceuse à fer décroissant (s'accompagnant d'un accroissement progressif de la granulométrie). Ces deux tendances ne se répartissent pas dans les masses basiques de façon régulière, esquisant une zonéographie d'ensemble.

Le second ensemble (gabbro et diorites quartzifères en enclaves) tout en présentant des caractères chimico-minéralogiques sensiblement équivalents à ceux du précédent s'en distingue cependant par son caractère potassique et à un moindre degré hyposodique (il en résulte un net décalage de l'aire de dispersion des échantillons de ce groupe). Cependant, mis à part cette particularité nous avons également pu, dans cet ensemble, définir deux tendances évolutives distinctes équivalentes aux précédentes (tendance alcaline à fer constant et tendance siliceuse à fer décroissant). D'autre part, à mesure que l'on s'éloigne des masses basiques, la composition des enclaves dioritiques (dont la matrice devient progressivement granitique) se décale vers un pôle granodioritique (constituant ainsi les termes acides de la tendance siliceuse à fer décroissant).

Les roches ultra-basiques constituent du point de vue chimique une série continue (définie par la succession des termes : cortlandites, pyroxénoamphibolites, amphibolites) distincte de l'ensemble des roches basiques mais tendant à converger avec celui-ci au pôle des gabbros quartzifères. Etant donné cette convergence et l'existence dans les roches ultrabasiques (qui se localisent de plus au coeur des masses gabbro-dioritiques) de caractères chimiques équivalents à ceux des formations basiques (tendance hyperalumineuse et hypoferrique) nous sommes conduits à admettre pour ces deux ensembles l'existence d'une nette relation génétique.

En comparant les diverses tendances évolutives ainsi définies à celles qui apparaissent dans les complexes basaltiques (ou doléritiques) et à celles qui ont été mises en évidence à la suite d'études expérimentales sur ces formations, nous tenterons dans le chapitre consacré à la typologie des roches ignées, de reconstituer l'évolution pétrogénétique de l'ensemble basique et ultra-basique du Massif de Quérigut.

2) LES ROCHES GRANITOIDES : Parmi l'ensemble des roches granitoïdes qui forment la majeure partie du Massif de Quérigut, deux groupes distincts ont pu être définis : les granitoïdes centraux et septentrionaux et les granitoïdes méridionaux.

Le premier groupe est essentiellement constitué du granite de Quérigut et de deux granites monzonitiques (faciès porphyroïde des Bains d'Escouloubre et faciès normal d'Escouloubre). Le granite de Quérigut constitue du point de vue chimique une entité bien individualisée se distinguant nettement des deux granites monzonitiques qui sont par contre sensiblement équivalents. Ces différents faciès se distinguent nettement des roches ignées types par plusieurs caractères. En effet, à teneur en silice équivalente, les granites du Massif de Quérigut sont déficitaires en fer (et pour le granite de Quérigut, en magnésium et potassium) et par contre excédentaires en alumine (et à un moindre degré en soude). Dans ces différentes familles granitiques, nous avons pu définir plusieurs types d'évolution distincts. Le premier qui traduit une altération particulière des granites à proximité de grandes zones de dislocation (phénomène de décoloration) se marque du point de vue chimique par la chute rapide du fer, du magnésium, du calcium et de la soude et en contrepartie la forte augmentation de la potasse (accompagnée d'une croissance plus faible de la silice et de l'alumine). Sous l'effet de cette évolution, les échantillons s'écartent fortement des aires de dispersion normales, des granites en direction d'un pôle intermédiaire entre des argiles et la séricite (qui représentent vraisemblablement les produits d'altération du plagioclase). D'autre part, l'allongement notable des aires de dispersion des granites traduit l'existence d'une tendance évolutive silico-alcaline. Si la répartition des échantillons du granite de Quérigut ne correspond à aucune distribution particulière sur le terrain, il n'en est pas de même pour les granites monzonitiques. En effet si nous classons les échantillons des deux granites monzonitiques en trois groupes suivant cette tendance (groupe alcalin, intermédiaire et siliceux), nous voyons apparaître qu'ils tendent à dessiner sur le terrain des bandes plus ou moins régulières qui apparaissent très obliques par rapport à la structure d'ensemble au Nord du granite de Quérigut et par contre sensiblement conformes au Sud. Enfin, à l'approche des masses gabbro-dioritiques qu'ils renferment les granites évoluent progressivement (tout en se chargeant d'enclaves basiques ovoïdes puis xénomorphes) vers des termes granodioritiques puis tonalitiques (cette évolution est plus importante dans les granites monzonitiques que dans le granite de Quérigut étant donné le développement considérable présenté par les roches basiques dans les premiers). Cette variation se traduit sur le plan chimique par la décroissance sensible de la silice et du potassium tandis que les autres éléments augmentent progressivement. Du point de vue de la minéralogie, la principale caractéristique de cette évolution se marque par le développement important de la phase plagioclasique (qui devient très prédominante dans les tonalites) et à un moindre degré des minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole accessoirement) aux dépens des proportions de quartz et de feldspath alcalin (qui peut totalement disparaître). D'autre part, dans les tonalites, on observe à proximité immédiate des formations gabbro-dioritiques, une importante évolution chimique qui tout en présentant des caractères très

proches de la tendance générale (traduisant l'évolution des granites aux tonalites) s'en distingue par le jeu particulier du fer qui s'emble alors demeurer constant. Dans les diagrammes chimico-minéralogiques, il apparaît nettement que la tendance évolutive d'ensemble et de manière encore plus nette celle qui se développe à proximité immédiate des roches basiques ne convergent pas en direction du domaine de dispersion des formations gabbro-dioritiques. Ainsi il n'est guère possible d'admettre que l'évolution progressive des granites jusqu'aux tonalites puisse résulter d'une contamination par simple mélange entre les roches acides et les formations basiques. Cependant nous notons que la tendance évolutive II des roches gabbro-dioritiques (tendance siliceuse à fer décroissant) présente, dans les différents diagrammes, une direction comparable (et parfois sub-parallèle) à celle définie par la succession granites monzonitiques-granodiorites-tonalites (II et A fig. 29 - 30 - 31). De plus ces deux axes sont orientés en sens opposé. Une telle observation suggère l'hypothèse selon laquelle ces deux évolutions pourraient résulter d'un phénomène de contamination mutuelle, entre les roches granitiques et les formations gabbro-dioritiques, par échange métasomatique. Nous reviendrons sur ce problème très important dans les chapitres consacrés à la typologie des roches ignées.

Les granitoïdes méridionaux constituent du point de vue chimique une série continue depuis des termes granitiques (granites monzonitiques) jusqu'à des termes tonalitiques. Une telle série peut ainsi être parallélisée à celle que nous avons définie dans la partie septentrionale du Massif. Cependant, elle s'en distingue par plusieurs caractères, en effet par rapport à leurs équivalents septentrionaux, les différents termes de cette série sont plus riches en fer et en potasse et, par contre nettement déficitaires en soude (les variations s'accroissant des granites aux tonalites). Sous l'influence de ces variations, les roches granitoïdes tendent progressivement à s'écarter non seulement de la série centrale et septentrionale mais, de façon encore plus nette des roches ignées types, ce décalage s'effectuant en direction du domaine de dispersion des roches sédimentaires. Etant donné la présence, dans la partie méridionale du Massif de Quérigut, d'abondants septa-métasédimentaires (qui sont totalement absents au Nord) nous sommes conduits à relier les caractères particuliers de ces roches granitoïdes à contamination sédimentaire (sans pouvoir dès à présent présumer du mode d'action de ce phénomène).

3) LES FORMATIONS FILONIENNES : Le Massif de Quérigut renferme deux ensembles de formations filoniennes : des filons acides (regroupant plusieurs types pétrographiques différents) et des filons basiques (appartenant tous à la famille des dolérites).

a) Les filons acides : Dans l'ensemble des filons acides, nous avons distingué en premier lieu un groupe de formations présentant un caractère granitique franc. Les différents faciès de ce groupe semblent constituer une série chimique continue depuis des microgranites à biotite (ayant une composition proche des adamellites moyennes) jusqu'à des aplites (très potassiques) par l'intermédiaire de granites à deux micas. Par rapport aux roches ignées types équivalentes, nous retrouvons pour ces formations filoniennes, deux différences identiques à celles qui ont été observées pour les granitoïdes, à savoir un caractère alumineux et au contraire hypoferrifère. Comme d'autre part les microgranites à biotite et les granites à deux micas semblent constituer le pôle acide de la lignée définie par la série granites monzonitiques - tonalites, nous sommes tentés d'envisager, pour ces deux ensembles ignés, l'existence d'une relation génétique. Les aplites s'en distinguent

par contre sous l'effet d'un net déficit en soude (et par contre une forte abondance en potasse), nous retrouvons ainsi le caractère fondamental des granitoïdes méridionaux. Les filons aplitiques étant précisément localisés dans la partie méridionale du Massif (où ils recoupent non seulement les granitoïdes mais également les septa-métasédimentaires), il semble également possible de relier leur décalage par rapport aux autres formations filoniennes à l'action d'un phénomène de contamination sédimentaire.

Dans l'ensemble des filons acides, nous avons distingué des plagiaplites qui présentent des caractères chimiques très particuliers (grande richesse en soude et absence quasi-complète de fer et de magnésium) les écartant fortement non seulement des autres formations filoniennes acides mais également des roches ignées normales. Etant donné la localisation particulière de ces plagiaplites (au coeur de grands accidents tectoniques auxquels sont liés dans les roches granitiques qu'ils traversent des phénomènes d'altération d'origine vraisemblablement hydrothermale), nous sommes conduits à admettre que les plagiaplites auraient acquis leurs caractères singuliers de façon tardive (métasomatose sodique).

b) Les filons basiques : Quoique très fortement dispersés du point de vue de leur composition chimique, les filons doléritiques du Massif de Quérigut présentent de nombreux traits communs avec les roches gabbro-dioritiques (en masses importantes et en enclaves), se localisant notamment dans la même aire de dispersion. En effet comme ces dernières, elles se distinguent sensiblement des roches ignées équivalentes (et plus particulièrement des dolérites) par leur caractère franchement hypoferrifère et au contraire hyperalumineux. Cette similitude permet ainsi d'envisager l'existence d'une commune origine pour les deux ensembles basiques renfermés par le Massif de Quérigut.

B - Chapitre 2

ETUDE MINERALOGIQUE

INTRODUCTION : A partir de la plupart des échantillons témoins (1) décrits lors de l'étude pétrographique, nous avons séparé les phases minérales principales qui les composent (biotite, amphibole, plagioclase et feldspath alcalin). Cependant étant donné les relations mutuelles présentées par les différents minéraux il n'a parfois pas été possible de les isoler entièrement (c'est notamment le cas des roches ultrabasiques dans lesquelles nous n'avons pu s'éparer l'olivine et les pyroxènes de l'amphibole). Il en a été de même pour les minéraux présentant plusieurs générations successives dans un même échantillon (plagioclase et biotite).

Nous avons vérifié la pureté des séparations par comptage de grain sous microscope. Dans le cas des feldspaths, le comptage a été facilité par la coloration sélective du feldspath alcalin selon la méthode de E.M. BAILEY et R.E. STEVENS (1960). D'autre part, la nature des minéraux polluants a été vérifiée par

(1) Les caractères pétrographiques majeurs des échantillons témoins sont regroupés dans l'annexe I.

des diffractogrammes aux rayons X. La détermination de la nature et de la proportion des minéraux polluants a permis de corriger les analyses chimiques des phases étudiées (notamment des plagioclases qui renfermaient un pourcentage notable de quartz) et dans certains cas d'éliminer des échantillons trop impurs ou trop altérés (biotites chloritisées).

Tous les minéraux ainsi séparés ont été analysés chimiquement (éléments majeurs et généralement éléments en traces). D'autre part nous avons déterminé successivement leurs caractères cristallographiques (par diffractogrammes aux rayons X) et minéralogiques (mesures de densité et caractères optiques). A partir de ces données et des résultats des études expérimentales sur les conditions de stabilité des différents minéraux nous présentons, à la fin de ce chapitre une tentative de reconstitution thermodynamique de l'histoire de cristallisation des roches ignées.

Au cours de cette étude minéralogique nous avons, du moins partiellement, classé les minéraux suivant l'ordre de cristallisation mis en évidence à la suite des observations pétrographiques. Nous y avons cependant apporté plusieurs modifications.

Les minéraux précoces des roches basiques ultrabasiques, olivine et pyroxènes, étant donné leur rareté et leur intime association à l'amphibole n'ont pu être séparés. Cependant nous avons pu obtenir un concentré suffisant d'olivine pour pouvoir l'étudier aux rayons-X. Nous avons reporté cette étude en fin de paragraphe.

Le plagioclase des roches gabbro-dioritiques, des tonalites et de l'ensemble des granitoïdes méridionaux présente fréquemment deux générations distinctes : une phase précoce calcique peu abondante et très corrodée et une phase sodique relativement tardive semblant, du moins partiellement, postérieure à l'apparition de la biotite et de la hornblende. Comme nous n'avons pu dans ces différentes roches séparer les deux générations de plagioclase et comme la première est très subsidiaire par rapport à la seconde nous avons reporté l'étude de ce minéral après celle des deux minéraux ferro-magnésiens (biotite et amphibole).

Compte-tenu de ces observations nous avons adopté pour notre étude minéralogique l'ordre suivant :

biotite - amphibole - plagioclase - feldspath alcalin -
autres minéraux : olivine, minéraux accessoires.

I - LA BIOTITE

Pour présenter les caractères chimico-minéralogiques principaux des micas nous les avons classés d'après leur provenance. Nous avons ainsi distingué les biotites provenant des roches basiques et ultrabasiques, des roches granitoïdes et enfin des roches filoniennes.

1) CARACTERES CHIMIQUES

a) Les biotites de roches basiques et ultrabasiques : Dans cet ensemble, nous disposons de cinq échantillons représentant divers faciès de roches basiques. Le premier (L7032) provient d'une amphibolite, le second (P618) d'un gabbro quartzifère,

les deux suivants (P617 et L862) de diorites quartzifères, le dernier (S5202), enfin d'une enclave basique (à biotite seule).

A partir de leur composition chimique (tableau XVIII) nous avons calculé les formules structurales des micas sur la base de 22 oxygènes en utilisant la méthode proposée par M.D. FOSTER (1960). Les biotites étudiées appartiennent au groupe des micas trioctaédriques avec cependant une occupation des sites octaédriques relativement faible (5,33 à 5,56). L'importance de ce déficit est vraisemblablement due, du moins pro parte, au fait que nous avons systématiquement saturé les sites tétraédriques à 8 par de l'alumine dont une partie entre très vraisemblablement en position octaédrique.

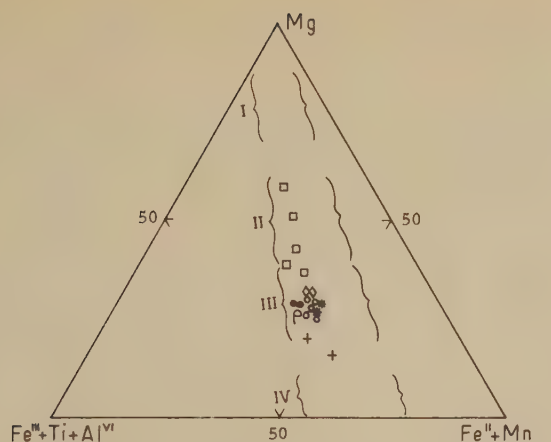
Les biotites des roches basiques et ultrabasiques n'ont pas des compositions homogènes mais elles constituent une série évoluant progressivement depuis un pôle magnésien jusqu'à un pôle ferrifère. En effet, les autres éléments demeurant sensiblement constants, le fer augmente progressivement parallèlement à la décroissance du magnésium (le rapport $Fe/(Fe + Mg)$ croît de 0,30 à 0,54).

Dans le diagramme de classification chimique de M.D. FOSTER (1960) les micas étudiés se regroupent tous dans la famille des biotites magnésiennes et se localisent le long d'une lignée sensiblement continue entre les pôles magnésiens et ferrifères de ce groupe (fig. 40).

Les éléments en traces présentent également, dans cette série de biotites, des variations très importantes. Dans les micas provenant des roches basiques (et ultrabasiques associées) en masses importantes nous relevons, des termes magnésiens aux termes ferrifères, une croissance très importante de Ba, Cu, Ga, V, Li et Rb et, au contraire une importante diminution de Cr et Ni. Une telle évolution est tout à fait identique à celle que nous avons mise en évidence dans les roches d'où proviennent ces micas. Vis à vis du groupe précédent, la biotite provenant de l'enclave basique se singularise du point de vue des éléments en traces. En effet les teneurs de certains éléments ne suivent absolument pas l'évolution précédente. Ainsi cette biotite est très fortement appauvrie en Ba, Cu et V. D'autre part elle est fortement enrichie en Li et surtout Rb. La singularité de cette biotite par rapport aux micas des autres formations gabbro-dioritiques trouve peut-être son origine dans le caractère particulier de la roche d'où elle provient. En effet alors que les trois échantillons P618, P617 et L862 s'alignent sensiblement suivant la tendance alcaline à fer constant, par contre l'enclave S5202 s'en écarte fortement se localisant à proximité du pôle acide de la tendance siliceuse à fer décroissant. Cependant, étant donné le manque de précision des analyses des éléments en traces une telle conclusion ne saurait être avancée qu'avec prudence.

Compte-tenu des diverses évolutions mises ainsi en évidence, l'ensemble des micas provenant des roches basiques présente un caractère particulier les distinguant des biotites des roches ignées communes. En effet ils sont tous fortement alumineux et au contraire déficitaires en fer et magnésium. Nous reviendrons sur ce caractère en fin de paragraphe.

b) Les biotites des roches granitiques : Dans cet ensemble nous disposons de deux échantillons de micas pour chaque grand faciès pétrographique de la partie septentrionale et centrale du Massif de Quérigut (granite de Quérigut, granite monzoni-

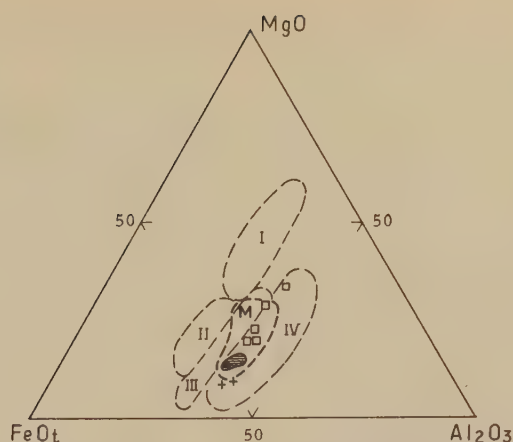


- I - Domaine des phlogopites
 II - Domaine des biotites magnésiennes
 III - Domaine des biotites ferrifères
 IV - Domaine des sidérophyllites et des lépidomélanes

Biotites des roches ignées du Massif de Quérigut :

- + - Granite de Quérigut ° - Granites monzonitiques
 * - Granodiorites • - Tonalites
 ◇ - Granitoïdes méridionaux □ - Roches basiques
 ρ - Microgranites à biotite σ - Granite à deux micas

Fig. 40 - Diagramme de classification des biotites.
 (M. D. Foster, 1960).

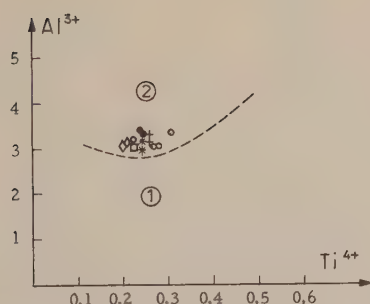


- I - Biotites associées au pyroxène ou à l'olivine
 II - Biotites associées à l'amphibole
 III - Biotites seules
 IV - Biotites associées à la muscovite
 M - Biotites de roche métamorphiques

Biotites des roches ignées du Massif de Quérigut :

- + - Granite de Quérigut □ - Roches basiques
 ● - Aire de dispersion pour l'ensemble des autres roches ignées (Granitoïdes et filons acides).

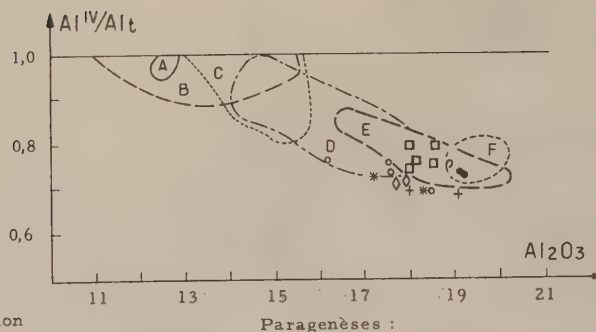
Fig. 41 - Diagramme schématique représentant les relations entre la composition des biotites et leurs associations paragenétiques dans les roches ignées (S. R. Nockolds, 1947) et métamorphiques (W. A. Deer et al., 1963 - R. Kretz, 1964 - A. E. J. Engel et C. G. Engel, 1960).



Limite séparant les domaines de dispersion des biotites de roches ignées (1) et des biotites de roches métasédimentaires (2).

Fig. 42 - Variations de Al^{3+} en fonction de Ti^{4+} (dans les formules structurales) dans les biotites (G. Guitard, 1963).

Localisation des biotites des roches ignées du Massif de Quérigut.
 Légende fig. 40.



- A Biotite-olivine B Biotite-pyroxène
 C Biotite-hornblende D Biotite seule
 E Biotites de roches métamorphiques
 F Biotite-muscovite

Biotites des roches ignées du Massif de Quérigut :
 Même légende que fig. 40.

Fig. 43 - Variations du rapport Al^{IV} / Al Total, dans la formule structurale des biotites, en fonction de leur teneur en alumine. Liaison avec leurs paragenèses (C. Gagny, 1968, fig. 7 simplifiée).

	L732	P618	P617	L862	S5202
SiO ₂	39,10	37,90	38,20	37,40	38,80
Al ₂ O ₃	18,55	17,95	18,10	18,50	17,95
Fe ₂ O ₃	2,33	2,92	3,05	4,78	3,36
FeO	9,74	12,78	14,49	13,59	16,19
MnO	0,13	0,16	0,17	0,21	0,22
MgO	15,36	12,92	10,62	9,40	9,19
CaO	0,78	1,15	1,06	0,98	0,65
Na ₂ O	0,31	0,19	0,22	0,33	0,27
K ₂ O	8,76	8,52	8,24	8,31	8,61
TiO ₂	2,15	2,09	2,04	2,29	2,28
P.F.	2,62	2,71	3,10	3,20	2,73
Total	99,82	99,29	99,29	98,99	100,25
Ba	1400		2100	3100	1500
Cr	1000		155	80	33
Cu	95		130	155	10
Ga	16		19	26	57
Ni	145		38	36	27
V	410		440	530	165
Li	285		290	360	516
Rb	115		250	370	1000
Si	5,55	5,53	5,62	5,54	5,68
Al ^{IV}	2,45	2,47	2,38	2,46	2,32
Al ^{VI}	0,65	0,61	0,75	0,77	0,77
Ti	0,23	0,23	0,23	0,25	0,25
Fe ^{III}	0,22	0,32	0,33	0,56	0,36
Fe ^{II}	1,15	1,55	1,77	1,68	1,98
Mg	3,27	2,83	2,34	2,09	2,01
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Ca	0,12	0,18	0,17	0,16	0,10
Na	0,08	0,05	0,06	0,10	0,08
K	1,59	1,58	1,55	1,57	1,61
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Y	5,54	5,56	5,44	5,38	5,40
X	1,79	1,81	1,78	1,83	1,79
Fe/Fe + Mg	0,30	0,40	0,47	0,52	0,54

Tableau XVIII : Compositions chimiques et formules structurales des biotites provenant de roches basiques (et "ultrabasiques") du Massif de Quérigut. Analyses CRPG Nancy.

Origine des Biotites :

L732 : amphibolite - P618 : gabbro quartzifère -

P617 et L862 : Diorites quartzifères - S5202 : Enclave dioritique (dans le granite monzonitique porphyroïde).

tique porphyroïde, granite monzonitique, granodiorites, tonalites) et de deux échantillons pour l'ensemble des granitoïdes méridionaux (L854 provient d'une granodiorite et L461 d'une tonalite) (tableau XIX). Comme les précédentes, ces biotites appartiennent toutes au groupe des micas trioctaédriques avec une occupation des sites octaédriques nettement déficitaire (entre 5,164 et 5,333). Nous retrouvons d'autre part le caractère hyperalumineux des micas des roches basiques.

Les biotites du granite de Quérigut se distinguent sensiblement des micas des autres granitoïdes. En effet elles sont sensiblement plus riches en fer (et en manganèse) et, par contre, moins magnésiennes ($Fe/Fe + Mg = 0,75$). Elles s'individualisent également du point de vue de leurs teneurs en éléments en traces. Elles sont, par rapport aux biotites des granites monzonitiques, pauvres en Ba (1) Cr et V et, au contraire riches en Ga et Li.

Les biotites provenant des autres granitoïdes septentrionaux (granites monzonitiques, granodiorites et tonalites) constituent un ensemble homogène. Nous notons que les variations de compositions présentées par les micas d'un même ensemble pétrographique (par exemple le granite monzonitique) peuvent être supérieures à celles qui apparaissent entre les micas provenant de deux groupes distincts(2). Malgré la quasi identité des biotites sur le plan des éléments majeurs, elles se distinguent sensiblement du point de vue des traces. En effet, demeurant constants dans les échantillons provenant des granites monzonitiques, ils évoluent d'abord faiblement (dans ceux provenant des granodiorites) puis très brutalement. Nous notons plus particulièrement la croissance de Ba, de Cu et de V et la chute de Li et Rb. Les variations sont surtout importantes pour l'échantillon L912 extrait d'une tonalite localisée au contact immédiat avec une enclave dioritique (faciès à grain fin).

Les biotites des granites méridionaux, bien que très proches des micas précédents, semblent cependant légèrement plus magnésiennes. D'autre part, du point de vue des éléments en traces, nous notons plusieurs différences importantes. En premier lieu, contrairement à l'évolution notée précédemment dans les micas des granitoïdes basiques, Ba et V décroissent très sensiblement. De plus ils sont, à nature de roche identique, plus pauvres en Cr et Ni et plus riches en Li et Rb. Une telle anomalie évolutive trouve peut-être, du moins partiellement, son explication par la présence, dans les granitoïdes méridionaux, d'une seconde génération de biotite relativement abondante. Il est malheureusement impossible de vérifier pour appuyer cette hypothèse la composition particulière de ces micas.

Dans le diagramme de classification chimique de M.D. FOSTER (1960), les micas des granitoïdes se regroupent dans la famille des biotites ferriphères (fig.40). Nous retrouvons le caractère singulier des biotites du granite de Quérigut qui se localisent sensiblement à l'écart des autres micas (en direction des sidérophylites et lépidomélanes). Par contre l'ensemble des autres biotites est très regroupé (avec une tendance magnésienne pour les micas des granitoïdes méridionaux).

-
- (1) Nous retrouvons ainsi une caractéristique importante du granite de Quérigut.
 - (2) Le rapport $Fe/Fe + Mg$ varie de 0,62 à 0,68 dans les biotites des granites monzonitiques alors qu'il est, en moyenne de 0,63 pour les micas des granodiorites et des tonalites et de 0,60 pour ceux des granitoïdes méridionaux.

	A		B		C		D		E		F	
	S626	L861	S639	S68	S6248	S65	S61	L820	L95	L912	L854	L461
SiO ₂	39,10	38,40	39,30	35,10	38,40	39,70	39,30	39,80	37,30	37,80	38,90	38,80
Al ₂ O ₃	17,95	19,10	17,60	18,95	17,50	18,45	18,40	17,20	19,20	19,10	17,65	17,90
Fe ₂ O ₃	3,26	3,99	3,46	4,41	4,55	2,80	1,72	4,14	4,91	4,31	3,52	3,24
FeO	21,58	19,12	18,64	18,10	19,19	17,71	18,97	18,11	16,51	17,49	16,81	17,51
MnO	0,72	0,60	0,35	0,42	0,46	0,33	0,35	0,32	0,24	0,20	0,39	0,35
MgO	3,80	4,72	6,64	6,45	5,92	6,92	6,89	6,59	6,94	6,91	7,28	7,29
CaO	0,77	0,72	1,49	1,19	1,02	1,67	1,33	1,25	1,09	1,24	1,64	1,41
Na ₂ O	0,37	0,25	0,20	0,38	0,36	0,26	0,14	0,14	0,27	0,49	0,17	0,32
K ₂ O	8,38	8,49	8,49	8,58	8,46	8,59	8,53	8,72	8,40	8,31	8,26	8,30
TiO ₂	2,38	2,32	2,48	2,69	2,51	2,14	2,26	2,24	2,18	2,24	1,83	1,87
P.F.	2,10	2,46	2,12	2,32	1,74	2,09	2,15	2,10	2,47	2,34	2,55	2,22
Total	100,41	100,17	100,77	98,59	100,11	100,66	100,04	100,61	99,51	100,43	99,00	99,21
Ba	400	500	1600	1350	1300	1600	1500	1750	1950	2450	1000	1700
Cr	30	42	75	70	90	100	90	110	110	115	60	90
Cu	1	1	1	1	1	1	5	8	21	50	25	38
Ga	67	71	39	35	50	39	30	27	28	23	31	26
Ni	36	35	24	31	44	46	40	38	48	50	28	28
V	85	130	290	280	310	280	350	330	420	440	250	210
Li	-	1600	-	700	700	-	-	610	540	470	650	520
Rb	-	1150	-	1350	1280	-	-	1160	970	330	1100	980

Si	5,81	5,69	5,76	5,33	5,67	5,79	5,77	5,82	5,55	5,56	5,78	5,75
Al ^{IV}	2,19	2,31	2,24	2,67	2,33	2,21	2,23	2,18	2,45	2,44	2,22	2,25
Al ^{VI}	0,95	1,02	0,79	0,72	0,72	0,96	0,96	0,79	0,91	0,87	0,86	0,87
Ti	0,27	0,26	0,27	0,30	0,28	0,23	0,25	0,24	0,24	0,25	0,20	0,21
Fe ^{III}	0,36	0,45	0,38	0,50	0,50	0,30	0,19	0,45	0,54	0,47	0,39	0,36
Fe ^{II}	2,67	2,36	2,28	2,29	2,37	2,15	2,32	2,21	2,04	2,14	2,08	2,17
Mg	0,85	1,05	1,46	1,47	1,31	1,51	1,52	1,44	1,55	1,52	1,62	1,62
Mn	0,09	0,08	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04
Ca	0,12	0,12	0,23	0,20	0,16	0,26	0,21	0,20	0,17	0,19	0,26	0,22
Na	0,11	0,07	0,05	0,11	0,11	0,07	0,04	0,04	0,08	0,14	0,05	0,09
K	1,59	1,61	1,59	1,67	1,59	1,60	1,61	1,63	1,60	1,56	1,57	1,57
X	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Y	5,19	5,22	5,22	5,33	5,24	5,19	5,28	5,17	5,31	5,28	5,20	5,27
Z	1,82	1,80	1,87	1,98	1,86	1,93	1,86	1,87	1,85	1,89	1,88	1,88
Fe/Fe + Mg	0,78	0,73	0,64	0,65	0,68	0,62	0,62	0,65	0,63	0,63	0,60	0,61

Tableau XIX : Compositions chimiques et formules structurales des biotites provenant des roches granitoïdes du Massif de Quérigut - Analyses CRPG, Nancy.

A : granite de Quérigut - B : granite monzonitique porphyroïde
C : granite monzonitique - D : granodiorites - E : tonalites
F : granitoïdes méridionaux.

c) Les biotites des roches filoniennes : Nous ne disposons, dans le groupe que de trois échantillons de biotites extraites de deux formations filoniennes (S5200 et L677 proviennent de granites à deux micas et L811 d'un microgranite à biotite). Dans les autres ensembles filoniens la biotite est soit très rare ou absente (aplites et plagiaplites) soit notablement altérée (granophyres et filons basiques).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total
S5200	37,50	18,75	1,98	21,24	0,32	6,53	0,75	0,22	8,64	2,21	2,35	99,93
L677	38,40	18,30	1,75	19,96	0,34	6,71	0,90	0,19	8,78	2,32	2,38	100,03
L811	37,70	18,55	4,13	17,76	0,34	6,65	1,21	0,15	8,42	2,18	2,60	99,69

	Ba	Cr	Cu	Ga	Ni	V	Li	Rb
L677	1200	80	1	55	38	180	650	1250
L811	1500	90	1	42	36	180	750	1150

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ^{III}	Fe ^{II}	Mg	Mn	Ca	Na	K	Z	Y	X
S5200	5,60	2,40	0,89	0,25	0,14	2,63	1,46	0,04	0,12	0,06	1,65	8,00	5,41	1,83
L677	5,70	2,30	0,90	0,26	0,19	2,47	1,51	0,04	0,14	0,05	1,67	8,00	5,37	1,86
L811	5,60	2,40	0,85	0,24	0,46	2,20	1,48	0,04	0,19	0,05	1,60	8,00	5,27	1,84

Tableau XX : Compositions chimiques et formules structurales des biotites provenant de deux ensembles filoniens acides du Massif de Quérigut - Analyses CRPG, Nancy
S5200 et L677 : Granites à 2 micas - L811 : Microgranite à biotite

Ces biotites, qui appartiennent également au groupe des micas trioctaédriques, ont des compositions très proches de celles de micas provenant des granites monzonitiques, granodiorites et tonalites septentrionales (leur rapport Fe/Fe + Mg varie de 0,64 à 0,66), (tableau XX). Dans le diagramme de classification chimique elles se regroupent bien avec les précédentes (fig. 40). Cependant les biotites des granites à deux micas se distinguent des autres par leur teneur plus faible en Fe₂O₃ (le fer total étant sensiblement identique). Du point de vue des éléments en traces nous notons essentiellement la pauvreté des biotites des formations filoniennes en Vanadium (les autres éléments étant sensiblement identiques).

d) Caractéristiques générales : Depuis plusieurs décades de nombreux auteurs ont montré qu'il existait un lien entre la composition des biotites et les associations paragenétiques des roches ignées d'où elles proviennent.

Une des premières tentatives de corrélation fut présentée par S.R. NOCKOLDS (1947). Dans son diagramme triangulaire (fig. 41) il a distingué quatre aires de dispersion des biotites chacune représentant une association paragénétique particulière. Se basant sur ce diagramme et celui de E.W. HEINRICH (1946), N.W. GOKHALE (1968) montra qu'il était possible de distinguer les granites d'origine magmatique des granites d'origine métasomatique d'après la composition de leurs micas. De son côté, G. GUITARD (1963), dans un diagramme représentant les variations de Al^{3+} en fonction de Ti^{4+} (dans les formules structurales des micas), mit en évidence l'existence d'une nette séparation entre le champ de dispersion des biotites provenant de roches ignées (granites, granodiorites) et celui des biotites de roches paramétamorphiques (fig. 42). Les micas de certains gneiss du Massif du Canigou se rassemblent dans le domaine des biotites de roches ignées. Cette observation permet à l'auteur d'appuyer l'hypothèse selon laquelle ces roches auraient une origine ortho.

L'alumine tétracoordonnée dans les micas a parfois été utilisée comme indicateur géothermique. Ainsi, selon B.C.M. BUTLER (1965), la teneur en Al^{IV} augmenterait avec le degré de métamorphisme. Reprenant ces observations, C. GAGNY (1968) a montré que les variations du rapport Al^{IV}/Al total en fonction de Al_2O_3 des biotites étaient contrôlées par les associations paragénétiques des roches d'où elles provenaient (fig. 43).

Indépendamment de leur diversité de composition, les biotites des roches ignées du Massif de Quérigut se caractérisent toutes, ainsi que nous l'avons souligné précédemment, par leur richesse en alumine (et leur déficience en fer et magnésium). Ce caractère particulier apparaît nettement en reportant les points représentatifs de ces micas dans les différentes représentations graphiques présentées précédemment (fig. 41 - 42 - 43). En effet, les biotites se localisent très à l'écart des aires de dispersion des associations paragénétiques auxquelles elles appartiennent (biotite-pyroxène, biotite-amphibole et biotite seule). Par contre elles se regroupent sensiblement entièrement à l'intérieur du groupe des micas d'origine métasédimentaire. Cependant, ainsi que l'a souligné R. GORBATSCHEV (1970), il n'est guère possible de déterminer l'origine d'une roche à partir de la seule composition de ses micas. En effet leur composition n'est pas seulement contrôlée par celle du milieu où elles se développent mais également par les conditions thermodynamiques existant au moment de sa cristallisation.

Ainsi nous ne pouvons conclure a priori à l'origine para des différentes roches ignées du Massif de Quérigut. De plus une telle hypothèse ne saurait être retenue au moins pour les roches basiques et ultrabasiques et les formations filoniennes dont l'origine ignée est difficilement discutable. Par contre nous avons souligné tout au cours de notre étude géochimique le caractère hyperalumineux et par contre hypoferrifère de l'ensemble des roches ignées du Massif de Quérigut. Ainsi la singularité des biotites reflète uniquement la composition particulière des différentes roches dans lesquelles elles se sont développées.

2) DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES : Les diffractogrammes obtenus pour l'ensemble des biotites étudiées apparaissent très semblables. En effet dans tous nous relevons suivant l'ordre d'intensité décroissante, la succession des raies principales correspondant aux diverses harmoniques du plan 001 :

$$d(\text{\AA}) = 3,350 - 10,04 - 2,51 - 2,01 - 1,68 - 1,44 - 5,02$$

Les autres raies, notamment celle qui correspond au plan 060, demeurent très discrètes.

D.R. WONES (1963) a montré que, dans des micas de la série phlogopite-annite synthétisés sous différentes pressions d'oxygène, la raie (060) se déplaçait progressivement en fonction du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$. Il traça ainsi plusieurs courbes évolutives (fig. 44), chacune correspondant à une série synthétisée sous pression d'oxygène contrôlée par diverses associations : Fe_{1-x}O , Fe_3O_4 , FeSiO_4 , $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_3\text{O}_4$, $\text{Ni} - \text{NiO}$, $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$. Le report dans ce diagramme des micas des roches ignées du Massif de Quérigut montre l'existence de deux groupes distincts. En premier lieu les biotites des roches basiques s'alignent le long de la série évolutive des micas synthétisés sous une pression d'oxygène contrôlée par le couple $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$. Par contre les autres biotites se localisent très à l'écart des différentes courbes déterminées par D.R. WONES. Etant donné leur composition, la valeur de d_{060} est très inférieure à celle des micas synthétiques.

3) CARACTERES MINERALOGIQUES : L'indice de réfraction N_g des biotites provenant des roches basiques croît progressivement depuis le terme magnésien au terme ferrique (tableau XXI). Cette évolution est tout à fait identique à celle des biotites synthétisées sous une pression d'oxygène contrôlée par l'association $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (fig. 44). L'indice des biotites des autres roches ignées évolue très peu (tableau XXI). Nous notons cependant que les indices des micas provenant des granites monzonitiques, des granodiorites et des tonalites (septentrionales et méridionales) sont relativement proches, en moyenne, de ceux des biotites synthétisées par D.R. WONES ; par contre ceux des micas du granite de Quérigut ont des valeurs nettement trop faibles étant donné leur composition (fig. 44).

A la suite d'études expérimentales sur des micas de la série phlogopite-annite, E. HELLNER et R. EULER (1957) puis H.P. EUGSTER et D.R. WONES (1958) ont montré que l'indice N_g de ces minéraux croissait avec leur température de cristallisation. Dans le groupe des biotites provenant des granitoïdes (mis à part le granite de Quérigut) les micas des tonalites et des granitoïdes méridionaux ont en moyenne des indices N_g supérieurs à ceux des micas des granites monzonitiques. Comme leurs compositions sont très voisines nous sommes tentés de conclure à la suite des auteurs précédents, à une température de cristallisation de la biotite plus élevée dans les tonalites et les granitoïdes méridionaux que dans les granites monzonitiques.

Enfin, la densité des biotites étudiées évolue progressivement en fonction de leur composition. En effet elle s'accroît avec l'augmentation du rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ (tableau XXI).

	L732	P618	P617	L862	L861	S639	S65	L820	L912	L461
N_g	1,617	1,626	1,631	1,638	1,652	1,648	1,642	1,648	1,659	1,661
D	2,884	2,945	2,975	3,004	3,061	3,032	3,035	3,030	3,038	3,018

Tableau XXI : Caractères minéralogiques (N_g et densité) des biotites des roches ignées du Massif de Quérigut.

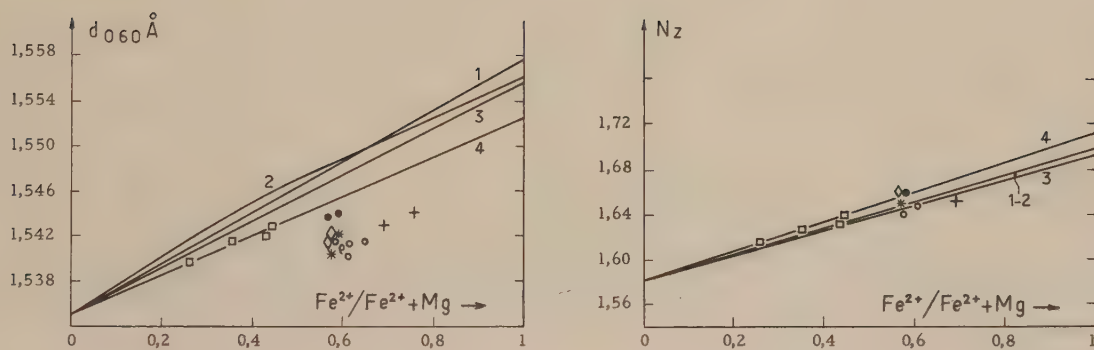


Fig. 44 - Variations de $d_{060\text{\AA}}$ et de N_z en fonction du rapport $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ dans les micas de la série phlogopite-annite (D.R. Wones, 1963).

Les courbes représentent les micas synthétisés sous des pressions d'oxygène contrôlées par :

1 : $\text{Fe}_{1-x}\text{O} - \text{Fe}_3\text{O}_4$ - 2 : $\text{Fe Si O}_4 - \text{SiO}_2 - \text{Fe}_3\text{O}_4$

3 : $\text{Ni} - \text{NiO}$ - 4 : $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$

Biotites des roches ignées du Massif de Quérigut. Légende fig. 40

II - LA HORNBLLENDE

La hornblende, généralement abondante dans les roches basiques (mis à part des faciès les plus évolués des enclaves) est rare dans les roches granitoïdes. En effet elle n'est présente en quantité notable (quoique toujours subsidiaire par rapport à la biotite) que dans les tonalites septentrionales et méridionales. Son développement, dans l'ensemble des roches ignées semble relativement tardif par rapport à la biotite. Enfin la hornblende a dû, du moins en partie, remplacer une phase pyroxénique primitive.

1) CARACTERES CHIMIQUES : A partir des analyses chimiques des divers échantillons d'amphibole nous avons calculé leurs formules structurales sur la base de 23 oxygènes.

a) Les amphiboles des roches basiques et ultrabasiques : Pour illustrer cet ensemble nous avons sélectionné quatre échantillons d'amphibole provenant des roches d'où ont été extraites des biotites (l'enclave S5202 étant sensiblement dépourvue en hornblende, ce minéral n'a pu être isolé). Les amphiboles de cet ensemble sont riches à la fois en alumine et en calcium, ainsi elles appartiennent au groupe des amphiboles calciques (tableau XXIII). De plus elles constituent, comme les biotites, une série continue entre un pôle magnésien et un pôle ferrifère (Fe/Fe + Mg croît de 0,27 à 0,50)(1).

F. SHIDO (1958) à la suite des travaux de A.F. HALLIMOND (1943) et de N. SUNDIUS (1946) a montré que les compositions complexes des amphiboles calciques dérivait de plusieurs types de substitutions à partir de la formule structurale de la trémolite (actinote). Quatre termes principaux sont généralement distingués dans la famille des amphiboles calciques (tableau XXII).

Nom	A	W	X + Y	Z	
Trémolite (actinote)		Ca ₂	(Fe, Mg) ₅	Si ₈	O ₂₂ (OH) ₂
Edénite (ferro-édénite)	Na	Ca ₂	(Fe, Mg) ₅	Al Si ₇	O ₂₂ (OH) ₂
Pargasite (2) (ferro-pargasite)	Na	Ca ₂	(Fe, Mg) ₄ Al	Al ₂ Si ₆	O ₂₂ (OH) ₂
Tschermackite (ferro-tschermackite)		Ca ₂	(Fe, Mg) ₃ Al ₂	Al ₂ Si ₆	O ₂₂ (OH) ₂

Tableau XXII : Formules structurales théoriques des termes extrêmes de la famille des amphiboles calciques (F. SHIDO, 1958).

-
- (1) Nous notons que le rapport Fe/Fe + Mg des amphiboles est systématiquement inférieur à celui des biotites associées. Ce décalage tend cependant à s'atténuer dans les diorites quartzifères (1862).
 - (2) Nous avons rattaché à ce groupe les familles de la barkévicite et des hornblendes titanifères dans lesquelles Fe^{III} et Ti sont associés à Al en substitution de Fe^{II} + Mg.

Cependant, dans la nature, des amphiboles calciques ont généralement un site W sous-saturé en Ca. Il existe ainsi une autre substitution isomorphique de Ca par Na ce qui donne naissance au groupe des amphiboles subcalciques (Richtérite). Par contre les sites X + Y sont fréquemment sursaturés. L'excédent de (Fe, Mg) peut alors entrer en substitution isomorphique dans les sites W (à la place de Ca). Une telle possibilité constitue un lien entre les amphiboles calciques et les amphiboles ferro-magnésiennes (cummingtonite). Il est alors possible, à partir de la formule structurale d'une amphibole donnée, de calculer les fractions molaires de chaque terme extrême entrant en solution solide dans sa constitution.

A.F. HALLIMOND (1943), F.R. BOYD (1959) et J. FABRIES (1963) ont montré qu'il existait une relation entre la composition chimique des amphiboles calciques et les associations paragenétiques d'où elles proviennent (fig. 45 et 46). Il apparaît notamment, dans les roches ignées, une nette distinction entre les amphiboles provenant des roches plutoniques (diorites et gabbros) et celles qui sont extraites des roches volcaniques (basaltes et andésites). D'autre part, lors de l'étude de roches plutoniques de la série calédonienne S.R. NOCKOLDS et R.L. MITCHELL (1948) puis W.T. HARRY (1950) ont montré que les hornblendes provenant d'appinites avaient une teneur en alumine tétracoordonnée (remplaçant isomorphiquement Si) supérieure à celle des amphiboles provenant des diorites et des trondhjimites. Il ont suggéré que, dans cette suite, les amphiboles qui contenaient le moins d'alumine tétracoordonnée étaient secondaires et résultaient de la recristallisation de pyroxènes primaires. Ils ont calculé les teneurs moyennes de l'alumine tétracoordonnée et hexacoordonnée dans ces trois groupes d'amphiboles :

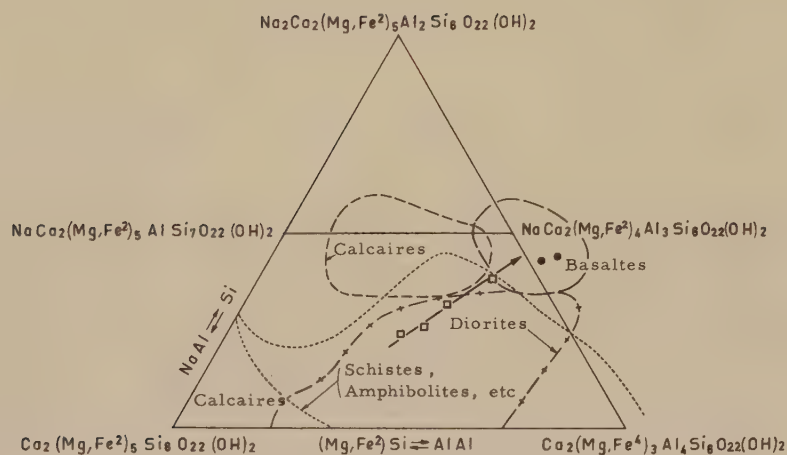
(I : amphiboles provenant d'appinites - II : amphiboles provenant de diorites et trondhjémites - III : amphiboles secondaires).

Groupe Z	Si	6,31	6,79	7,12
	Al	1,69	1,21	0,88
Groupe Y	Al	0,22	0,11	0,15

Il semble ainsi qu'une forte température de cristallisation favorise la substitution de Si par Al. Il est alors possible d'admettre que la teneur en Al^{IV} d'une amphibole est contrôlée par la température du magma au moment de sa cristallisation.

Dans les diagrammes de classification chimico-minéralogique de W.A. DEER et al. (1963) les amphiboles provenant des roches basiques du Massif de Quérigut se regroupent toutes au coeur de la famille des hornblendes (fig. 47). Elles constituent, de plus une série évolutive continue s'alignant le long d'un axe dont les pôles sont représentés par la trémolite-(actinote) et par un point moyen entre la pargasite et la tschermackite.

Cette série se caractérise donc par l'accroissement simultané de l'alumine (et plus précisément de Al^{IV}) de Na + K dans les sites vacants et de Fe^{III} + Ti. La reconstitution molaire théorique de ces amphiboles permet de dégager les particularités minéralogiques de cette évolution (tableau XXIV, fig. 48), la hornblende L732, provenant d'une amphibolite, se distingue sensiblement des autres amphiboles par sa pauvreté en calcium et, au contraire sa richesse en Fe^{2+} + Mg (elle



Amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut :
 □ Amphiboles des roches basiques ● Amphiboles des tonalites
 Fig. 45 - Relation entre la composition et la paragenèse des amphiboles
 calciques (A. F. Hallimond, 1948).

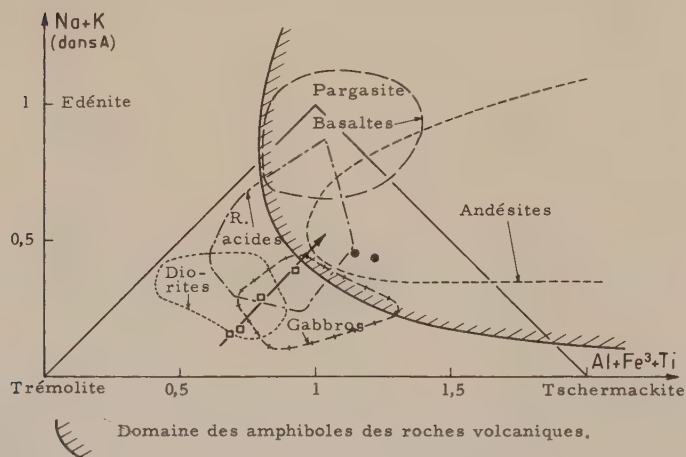


Fig. 46 - Relation entre la composition et la paragenèse des amphiboles
 calciques dans les roches ignées (F. R. Boyd, 1959 -
 J. Fabriès, 1963).
 - Amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut (même
 légende que fig. 45).

	A				B	
	L732	P618	P617	L862	L95	L912
SiO ₂	50,80	49,30	48,90	47,10	45,10	45,50
Al ₂ O ₃	7,75	7,85	8,47	8,90	9,70	9,35
Fe ₂ O ₃	1,17	1,47	1,75	2,83	5,36	4,69
FeO	10,24	10,19	12,69	14,49	15,11	14,86
MnO	0,26	0,28	0,30	0,41	0,52	0,53
MgO	16,96	14,41	12,23	9,43	7,63	7,95
CaO	8,89	11,56	12,09	12,02	11,69	11,91
Na ₂ O	0,90	0,80	1,07	1,24	1,42	1,25
K ₂ O	0,25	0,35	0,65	0,85	0,94	0,96
TiO ₂	0,86	1,23	1,51	1,70	2,58	2,38
P.F.	1,54	1,26	0,69	0,61	0,58	0,55
Total	99,52	98,70	100,35	99,58	100,58	100,03
Ba	80	90	100	150	200	270
Cr	500	300	180	75	200	200
Cu	25	24	30	20	10	10
Ga	10	12	15	20	20	20
Ni	115	27	20	20	15	15
V	250	280	380	530	510	530
Li	16	13	15	10	25	20
Rb	<3	10	13	16	15	84
Si	7,18	7,10	7,01	6,90	6,68	6,73
Al	0,82	0,90	0,99	1,10	1,32	1,27
Al	0,47	0,43	0,44	0,44	0,34	0,36
Ti	0,09	0,13	0,17	0,19	0,29	0,26
Fe ^{III}	0,12	0,16	0,19	0,31	0,59	0,51
Fe ^{II}	1,21	1,22	1,52	1,77	1,86	1,83
Mg	3,60	3,12	2,64	2,08	1,69	1,76
Mn	0,03	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07
Ca	1,34	1,78	1,88	1,89	1,85	1,89
Na	0,25	0,22	0,30	0,35	0,41	0,39
K	0,04	0,06	0,12	0,16	0,18	0,18
Fe/Fe +Mg	0,27	0,31	0,39	0,50	0,59	0,57

Tableau XXIII : Compositions chimiques et formules structurales des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut.

Analyses CRPG, Nancy.

A : amphiboles provenant des roches basiques (amphibolite - Gabbro et diorites quartzifères)

B : amphiboles provenant des tonalites.

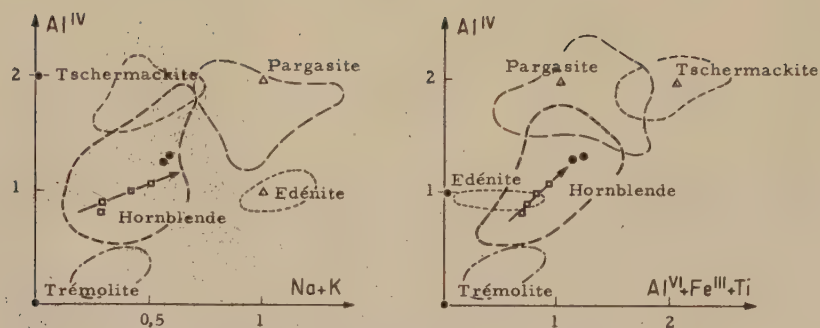


Fig. 47 - Classification chimico minéralogique des amphiboles calciques à partir des principaux remplacements isomorphiques dans la formule structurale de la trémolite (W. A. Deer et al., 1963, II, Fig. 71 et 72). Aires de dispersion des différentes amphiboles.

A - Al^{IV} (remplaçant Si) en fonction de $Na+K$ (remplaçant Ca et dans les sites vacants),

B - Al^{IV} en fonction de $Al^{VI}+Fe^{III}+Ti$ (remplaçant $Fe^{II}+Mg$).

Amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut : même légende que fig. 45.

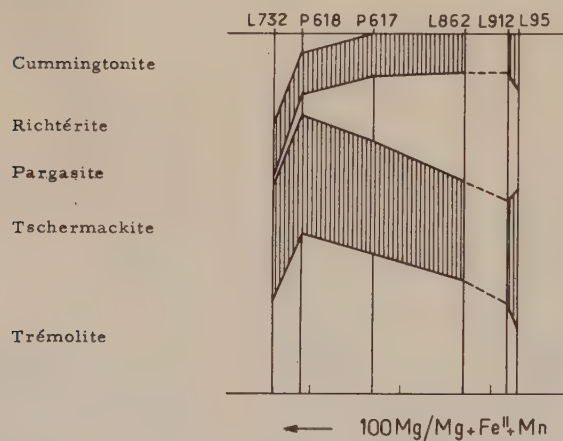


Fig. 48 - Evolution de la composition des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut (en fractions molaires d'amphiboles virtuelles) en fonction du rapport $100 Mg / Mg + Fe^{II} + Mn$ (calculé à partir de leurs formules structurales).

serait ainsi à rattacher au groupe des amphiboles subcalciques). Le déficit en Ca dans les sites W est en majeure partie compensé par l'excédent de $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$, il en résulte une forte proportion molaire de cummingtonite. Les autres hornblendes appartenant bien au groupe des amphiboles calciques, constituent une série caractérisée du point de vue composition molaire par la rapide disparition d'une faible fraction de cummingtonite, par la décroissance de la fraction de trémolite (et à un moindre degré de tschermackite et de richtérite) et, au contraire l'augmentation importante de la fraction de pargasite (tableau XXIV, fig. 48).

	L732	P618	P617	L862	L912	L95
Cummingtonite	2,076	0,408	-	-	-	-
Richtérite	1,120	0,928	0,960	0,848	0,856	1,200
Pargasite	0,088	0,464	1,424	2,392	2,824	2,296
Tschermackite	2,680	2,656	2,496	2,208	2,256	2,984
Trémolite	2,036	3,544	3,120	2,552	2,064	1,520

Tableau XXIV : Compositions molaires virtuelles des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut. (Même légende que tableau XXIII)

Dans les diagrammes illustrant les relations existant entre la composition des amphiboles et la nature des roches dans lesquelles elles se développent (fig. 45 - 46) les hornblendes étudiées se localisent bien dans les domaines des roches plutoniques, diorites et gabbros. Cependant la lignée définie par les amphiboles provenant successivement des amphibolites puis des gabbros et enfin des diorites présente un caractère particulier. En effet alors que le terme le plus magnésien (L732) est situé dans le domaine des diorites, le plus ferrique (L862) tend à converger en direction du domaine des basaltes. Une telle évolution, caractérisée par l'accroissement des substitutions de $\text{Na} + \text{K}$ dans les sites A et de Al dans les sites tétraédriques, peut s'expliquer si nous admettons, à la suite de S.R. NOCKOLDS et R.L. MITCHELL, que dans l'échantillon L732 l'amphibole est essentiellement secondaire, s'étant développée aux dépens d'une phase pyroxénique primaire. Par contre les autres échantillons renfermeraient une fraction croissante de hornblende primaire.

Dans les amphiboles des roches basiques les éléments en traces évoluent de façon progressive. Nous relevons plus particulièrement la croissance sensible de Ba, V (et, à un moindre degré, de Rb) et la chute rapide de Cr et Ni. Depuis plusieurs années de nombreux auteurs (T.F.W. BARTH, 1951-1961, W.L. MCINTIRE, 1963, C. DUPUY, 1967) ont montré que le coefficient de partage de certains éléments (majeurs et traces) entre deux phases minérales en association paragénétique suivait la loi de distribution de NERNST. Ainsi, pour l'association biotite-hornblende, R. KRETZ (1959), a mis en évidence l'existence d'un coefficient de partage du vanadium ($K_V = C_V^{\text{hornblende}} / C_V^{\text{biotite}}$) voisin de 1,2. Pour les associations biotite-amphibole des roches basiques du Massif de Quérigut K_V n'est pas constant mais croît progressivement depuis les amphibolites (0,61) jusqu'aux diorites quartzifères (1,00). Un tel écart par rapport à la valeur déterminée par R. KRETZ serait l'indice d'une absence d'équilibre chimique entre les deux phases minérales (1).

(1) Cette absence d'équilibre tendrait à confirmer l'hypothèse selon laquelle la hornblende dériverait, du moins pro parte, d'une phase pyroxénique primaire.

b) Les amphiboles des granitoïdes : Nous ne disposons, dans ce groupe, que de deux échantillons d'amphibole provenant des tonalites (L95 et L912). Ces deux amphiboles dont les compositions sont relativement proches (tableau XXIII) appartiennent, comme les précédentes au groupe des amphiboles calciques et se localisent également dans l'aire de dispersion des hornblendes (fig. 47). Cependant, malgré une certaine similitude, les deux hornblendes se situent sensiblement à l'écart de la ligne évolutive dessinée par les amphiboles des roches basiques (fig. 45 - 46 - 47). Ceci est dû essentiellement à leur teneur élevée en alumine (et particulièrement en Al^{IV}) et en Fe^{III} . Il en résulte, pour leur composition molaire, de fortes proportions de pargasite qui renferme une fraction importante de barkévicite et de tschermackite (tableau XXIV, fig. 48). D'autre part ces valeurs particulièrement fortes en Al^{IV} et Fe^{III} localisent les hornblendes des tonalites dans le domaine de dispersion des amphiboles provenant de roches volcaniques (et plus particulièrement des andésites) (fig. 45 et 46). Enfin les teneurs des deux hornblendes en Al^{IV} (1,270 et 1,320) sont très proches de la teneur moyenne calculée pour les amphiboles provenant des diorites et trondhjémites (1,21) de la série plutonique calédonienne. Ces teneurs sont d'autre part sensiblement supérieures à celles que nous avons déterminées pour les amphiboles des roches basiques et ultrabasiques. Cette différence ne pouvant être expliquée par une plus haute température de cristallisation nous en déduisons que, contrairement aux hornblendes des formations gabbro-dioritiques, les amphiboles des tonalites seraient essentiellement primaires.

Du point de vue des éléments en traces nous relevons plus particulièrement les teneurs élevées de ces amphiboles en Cr. D'autre part quoiqu'étant légèrement plus magnésienne que l'échantillon L95, l'amphibole L912 est plus riche en Ba (1) et surtout en Rb. Enfin, les coefficients de partage du vanadium entre les biotites et les hornblendes des tonalites ($K_V = 1,21$ et $1,20$) sont tout à fait comparables à ceux déterminés par R. KRETZ. Ainsi, contrairement aux roches basiques, les deux phases minérales se seraient trouvées à l'équilibre lors de leur cristallisation (2).

2) CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES : Les différentes amphiboles étudiées présentent des diffractogrammes très voisins. Nous notons cependant un léger déplacement progressif des raies parallèlement à l'évolution chimique des hornblendes (tableau XXV).

En comparant les valeurs de ces raies à celles de trois des termes principaux de la famille des amphiboles calciques, nous remarquons que le réseau des amphiboles étudiées évolue sensiblement depuis celui de la trémolite jusqu'à celui de la ferro-pargasite. Nous observons d'autre part, dans l'échantillon L732, l'existence d'un second réseau qui se traduit par un dédoublement des raies précédentes. Nous relevons en effet, par ordre d'intensité décroissante les raies :

$$d\text{\AA} = 8,35 - 3,060 - 2,748 - 3,248$$

Le réseau ainsi défini apparaît très voisin de celui de la cumingtonite dont les raies principales s'établissent à :

(1) Nous retrouvons ainsi la particularité majeure de la biotite provenant du même échantillon.

(2) Cependant ces amphiboles sont, comme celles des roches basiques, plus magnésiennes que les biotites associées.

$$d\tilde{A} = 8,38 (110) - 3,07 (310) - 2,75 (2\bar{5}1) - 3,26 (240)$$

Ainsi l'échantillon L732 est en fait composite et constitué de l'association d'une amphibole calcique (de la famille des hornblendes) et d'une amphibole ferro-magnésienne (de la famille de la cummingtonite) subsidiaire.

	L732	P618	P617	L862	L912	L95	1	2	3
110	8,39	8,41	8,40	8,44	8,45	8,45	8,38	8,42	8,47
310	3,123	3,127	3,128	3,130	3,132	3,134	3,12	3,11	3,15
330	2,806	2,810	2,809	2,810	2,811	2,811	2,805	2,71	?
240	3,271	3,275	3,278	3,280	3,285	3,286	3,288	3,27	3,298
151	2,706	2,709	2,710	2,710	2,712	2,714	2,705	2,71	2,72

Tableau XXV : Raies principales ($d\tilde{A}$) des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut - Laboratoire de rayons X - CRPG.

Comparaison avec les raies d'amphiboles types :

- 1) Trémolite (Fiche ASTM n° 13-437)
- 2) Actinote (Fiche ASTM n° 7-336)
- 3) Ferro-pargasite (M.C. GILBERT, 1966).

3) CARACTERES MINERALOGIQUES : Les caractères optiques et la densité des amphiboles étudiées évoluent, parallèlement à la variation de leurs compositions (tableau XXVI).

	L732	P618	P617	L862	L912	L95
$2 V N_p$	102°, 82°	82°	76°	65°	58°	56°
$N_g \wedge C$	19°, 15°	17°	16°	16°	19°	20°
N_g	1,654	1,660	1,669	1,681	1,689	1,691
D	3,14	3,16	3,20	3,25	3,29	3,29

Tableau XXVI : Caractères optiques et densités des amphiboles des roches ignées du Massif de Quérigut.

L'angle des axes optiques et l'angle d'extinction dans l'amphibole L732 varient fortement du coeur à la bordure des cristaux. Les valeurs de $2 V N_p$ et de $N_g \wedge C$ au coeur des cristaux sont comparables à celle des amphibole de la famille de la cummingtonite ($2 V N_p = 90$ à 100° et $N_g \wedge C = 13$ à 20°). Par contre, en bordure, nous retrouvons des valeurs comparables à celles des trémolites-actinotes ($2 V N_p = 75$ à 85° , $N_g \wedge C = 12$ à 17°). Pour l'ensemble des autres amphiboles nous notons plus particulièrement la forte décroissance de l'angle des axes optiques (surtout pour les échantillons provenant des tonalites). La faiblesse de ces valeurs tend à écarter progressivement les amphiboles étudiées des hornblendes communes. En effet, à composition chimique comparable, l'angle $2 V N_p$ des hornblendes varie de 82° à 63° . Ce caractère particulier est vraisemblablement lié à l'accroissement progressif de la teneur en Fe_2O_3 des amphiboles, ce qui se traduit par un développement important d'une fraction molaire de barkévicite.

III - LE PLAGIOCLASE

L'étude pétrographique précédente a permis de mettre en évidence la grande complexité de ce minéral. En effet le plagioclase est très généralement fortement zoné (avec parfois de notables récurrences de composition) ; de plus, dans les roches basiques, les tonalites septentrionales et l'ensemble des granitoïdes méridionaux, nous avons observé deux phases plagioclasiques distinctes. La première, rarement bien conservée, est représentée par des sections très corrodées ayant une composition très basique (An 62 à 75), la seconde (qui englobe la précédente) forme des cristaux à contours subautomorphes, fortement zonés (An 30 à 48). Du point de vue de l'ordre de cristallisation, la seconde génération de plagioclase renfermant parfois des inclusions de biotite et de hornblende, semble, du moins partiellement postérieure à ces minéraux. Par contre la première génération ne renfermant que de très rares petites paillettes de biotite est vraisemblablement très précoce.

Les deux générations n'ayant pu être séparées nous présenterons les caractères minéralogiques de l'ensemble de la phase plagioclasique des roches ignées.

1) CARACTERES CHIMIQUES : Sur l'ensemble des plagioclases séparés seuls 11 échantillons ont été analysés entièrement. Pour les autres nous nous sommes contentés d'une analyse partielle portant sur les trois éléments : CaO , Na_2O et K_2O . La connaissance de ces éléments est en effet suffisante pour pouvoir calculer les pourcentages en albite, anorthite et orthose de ces feldspaths. En ramenant la somme Ab + An à 100 on obtient alors directement le pourcentage en anorthite des plagioclases.

a) Les plagioclases des roches basiques et ultrabasiques : Dans ce groupe nous disposons de cinq échantillons provenant des mêmes échantillons que les biotites étudiées précédemment. La composition de ces divers échantillons de plagioclase évolue de façon régulière entre les pôles labrador et andésine (tableau XXVII) depuis les amphiboles jusqu'aux enclaves dioritiques. Du point de vue des éléments en traces nous relevons essentiellement la croissance progressive de Ba et Sr. Le plagioclase provenant de l'enclave (S5202) se singularise cependant par rapport à cette tendance évolutive. En effet il est nettement appauvri en Sr et, au contraire très riche en Rb. Nous retrouvons ainsi les caractères particuliers de la roche dont il provient.

b) Les plagioclases des roches granitoïdes : Dans cet ensemble constitué de 12 échantillons, seuls 6 ont été analysés entièrement nous contentant, pour les autres d'une analyse partielle (tableau XXVIII). Comme pour les biotites, les plagioclases du granite de Quérigut se distinguent très nettement de ceux des granites monzonitiques du point de vue des éléments majeurs et des traces. En effet, leur composition les place dans le domaine des oligoclases (An 23,6 à 24,6), de plus ils sont, de même que les roches d'où ils proviennent, pauvres en Ba et Sr. Les plagioclases provenant des deux granites monzonitiques constituent un ensemble très homogène dont la composition moyenne correspond à une andésine (An 37,8 en moyenne). Le passage aux granodiorites puis aux tonalites se traduit par une légère basification du plagioclase. Cependant cette évolution est surtout sensible dans l'échantillon L912. Les éléments en traces varient également de façon progressive (décroissance de Ba (1), Ga, Pb, Rb et croissance de Sr). Cependant là encore ces variations sont surtout importantes pour l'échantillon L912. Nous retrouvons ainsi le caractère très particulier des tonalites prélevées à proximité

(1) Le jeu de Ba, au cours de l'évolution des roches depuis les granites monzonitiques jusqu'aux tonalites, semble assez curieux. En effet il diminue dans le plagioclase et, au contraire se concentre fortement dans la biotite.

immédiate des roches basiques. Les plagioclases des deux échantillons de granitoïdes méridionaux (granodiorite et tonalite) présentent une teneur en anorthite légèrement plus élevée que celles des feldspaths provenant des faciès septentrionaux équivalents. Cette différence semble pouvoir être reliée à l'abondance des coeurs calciques dans les cristaux de plagioclase des granitoïdes méridionaux. Du point de vue des éléments en traces nous notons entre les échantillons L854 et L461 une variation tout à fait comprable à celle qui apparait dans les plagioclases des granitoïdes septentrionaux avec cependant une amplitude plus restreinte notamment pour Sr.

	L732	P618*	P617	L862	S5202*
SiO ₂	53,60		56,60	56,40	
Al ₂ O ₃	29,40		27,40	26,95	
Fe ₂ O ₃ **	-		-	0,08	
MnO	0,02		-	-	
MgO	0,09		-	-	
CaO	11,20	10,72	9,75	8,87	7,54
Na ₂ O	4,53	5,02	5,42	6,19	6,72
K ₂ O	0,24	0,28	0,29	0,24	0,86
TiO ₂	0,06		0,07	0,11	
P.F.	0,59		0,51	0,57	
Total	99,73		100,04	99,44	
Ba	80	95	100	150	200
Ga	17	17	15	18	15
Pb	10	10	12	12	23
Sr	180	200	200	400	30
Li	< 3	< 3	< 3	< 5	< 3
Rb	< 10	< 10	< 10	< 10	45
% An Pl.	60	56	51	46	40

Tableau XXVII : Composition chimique et teneurs en anorthite moyennes des plagioclases des roches basiques et ultrabasiques du Massif de Quérigut. Analyses CRPG, Nancy.

Origine des plagioclases :

L732 : Amphibolite - P618 : Gabbro quartzifère

P617 et L862 : Diorites quartzifères - S5202 : Enclave à composition de diorite quartzifère dans le granite monzonitique porphyroïde.

* Echantillons analysés partiellement

** Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

c) Les plagioclases des formations filoniennes : Dans cet ensemble nous ne disposons que de trois échantillons, les deux premiers provenant des granites à deux micas (L677 et S5200), le troisième d'un microgranite à biotite (L811) (tableau XXIX). Ces plagioclases appartiennent, comme ceux du granite de Quérigut au groupe de l'oligoclase. Ils se distinguent cependant de ces derniers par leur teneur remarquablement élevée en Ba.

	1		2		3		4		5		6	
	L861	S626+	S639+	S68	S6248	S65 ⁺	S61	L820	L95 ⁺	L912	L854 ⁺	L461
SiO ₂	62,30			59,10	59,30			58,80		57,50		57,20
Al ₂ O ₃	22,90			25,40	25,60			25,55		26,20		26,40
Fe ₂ O ₃ *	-			-	0,12			0,05		-		0,05
MnO	-			0,01	0,02			0,01		0,02		-
MgO	-			-	-			0,09		0,05		-
CaO	4,18	4,33	7,39	7,15	6,67	7,42	7,55	7,51	7,88	8,66	7,89	9,24
Na ₂ O	7,96	7,81	6,80	7,11	6,90	6,86	6,85	6,74	6,58	5,94	6,53	5,65
K ₂ O	0,99	1,10	0,56	0,51	0,48	0,54	0,49	0,48	0,21	0,27	0,50	0,51
TiO ₂	-			-	-			-		0,11		0,04
P.F.	0,78			0,65	0,81			0,70		0,48		0,63
Total	99,11			99,93	99,90			99,93		99,23		99,72
Ba	100	150	250	300	250	300	300	250	250	200	250	180
Ga	25	22	25	30	27	31	30	26	28	25	28	22
Pb	25	22	28	27	27	26	25	23	19	13	24	22
Sr	150	200	300	200	300	300	400	350	400	600	350	400
Li	5	-	-	<3	<3	-	-	<3	<3	<3	<3	<3
Rb	10	-	-	10	15	-	-	10	<10	<10	<10	<10
% An Pl.	23,6	14,6	39,0	37,10	36,30	38,9	39,3	39,6	41,2	46,1	41,6	49,0

Tableau XXVIII : Composition chimique et teneurs en anorthite des plagioclases provenant des roches granitoïdes du Massif de Quérigut
Analyses CRPG, Nancy

Provenance des échantillons :

- 1) Granite de Quérigut 2) Granite monzonitique porphy-
- 3) Granite monzonitique roïde
- 4) Granodiorites 5) Tonalites
- 6) Granitoïdes méridionaux

+ Echantillons analysés partiellement

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

En comparant ces plagioclases à ceux des granites monzonitiques nous notons que les éléments en traces semblent évoluer progressivement parallèlement à l'acidification du minéral. En effet Ba, Ga, Pb et Rb s'accroissent sensiblement tandis que Sr diminue notablement.

2) CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES : De nombreux géologues et cristallographes ont montré que, du point de vue structural, il existait, dans la famille des plagioclases, une série évolutive entre les types ordonnés (dits de basse température) et les types désordonnés (dits de haute température). Cette évolution se traduit par des variations de caractères optiques des minéraux (notamment 2V) et des changements sensibles dans la position de certaines raies caractéristiques dans les diffractogrammes aux rayons X (principalement les raies (131) et ($\bar{1}\bar{3}1$)).

	L677	S5200+	L811
SiO ₂	63,60		61,20
Al ₂ O ₃	22,55		23,70
Fe ₂ O ₃	-		0,02
MnO	0,01		-
MgO	-		-
CaO	4,01	3,28	5,66
Na ₂ O	8,62	8,96	7,86
K ₂ O	0,84	1,00	0,61
TiO ₂	0,02		-
P.F.	0,51		0,58
Total	100,16		99,63
Ba	400		390
Ga	33		26
Pb	33		28
Sr	150		200
Li	< 3		< 3
Rb	20		15
% An Pl.	21,5	17,7	29,3

Tableau XXIX : Composition chimique et teneurs en anorthite des plagioclases provenant de formations filoniennes acides du Massif de Quérigut (granites à 2 micas - microgranite à biotite). Analyses CRPG, Nancy.
+ Echantillon analysé partiellement.

Ainsi, à la suite des travaux de J.R. SMITH et H.S. YODER (1956), D.B. SLEMMONS (1962) construisit une abaque permettant de calculer le degré d'ordre des plagioclases à partir des variations de la différence en $2\theta(\text{Cu}, \text{K}\alpha)$ entre les raies ($\bar{1}\bar{3}1$) et (131) en fonction de leur teneur en anorthite. Comme le degré d'ordre-désordre d'un plagioclase de composition donnée semble être essentiellement lié à sa température de cristallisation, plusieurs tentatives ont été effectuées pour bâtir, à partir de cette propriété, un thermomètre géologique. A partir des études préliminaires de W.S. Mc KENZIE (1957) et de Mc CONNEL et Mc KIE (1960), O.H.J. CHRISTIE (1962) présenta un thermomètre basé sur les variations de la différence (en $d\text{\AA}$) entre les raies ($\bar{1}\bar{3}1$) et (131) des plagioclases. Il montra cependant que les abaques construites n'étaient pas valables pour les feldspaths "randomly disordered" (les températures obtenues alors étant très inférieures à celles calculées par la méthode du thermomètre de BARTH). Les feldspaths "randomly disordered" (ou R.D.) se caractérisent par des diffractogrammes présentant des raies étalées à maxima mal définis. Ceci serait dû à la présence, dans les cristaux, de petits domaines ayant des degrés d'ordre-désordre différents et participant tous à l'élaboration des différentes raies.

a) Les plagioclases des roches basiques : La complexité des phases plagioclasiques provenant des roches basiques apparaît nettement dans les diffractogrammes (fig.49). En effet, les raies (131) et ($\bar{1}\bar{3}1$) ne présentent pas de maximum bien individualisé

et il est possible de distiguer, pour chacune, au moins deux pics. Il est vraisemblable d'admettre que ce dédoublement correspond aux deux phases plagioclasiques distinguées lors de l'étude pétrographique. A partir de la différence en 2θ des deux systèmes de raies il est possible, à l'aide des abaques de H.U. BAMBAUER et al. (1967), de déterminer la composition des différentes phases. Nous obtenons une excellente corrélation entre les valeurs ainsi déduites et celles calculées par les méthodes optiques en prenant comme courbe de référence celle qui correspond aux plagioclasses de basse température (tableau XXX). Enfin, le degré d'ordre-désordre déduit des abaques de D.B. SLEMMONS (1962) est élevé pour l'ensemble des phases plagioclasiques (75 à 90). Ainsi les plagioclasses des roches basiques présentent bien des réseaux de basse température.

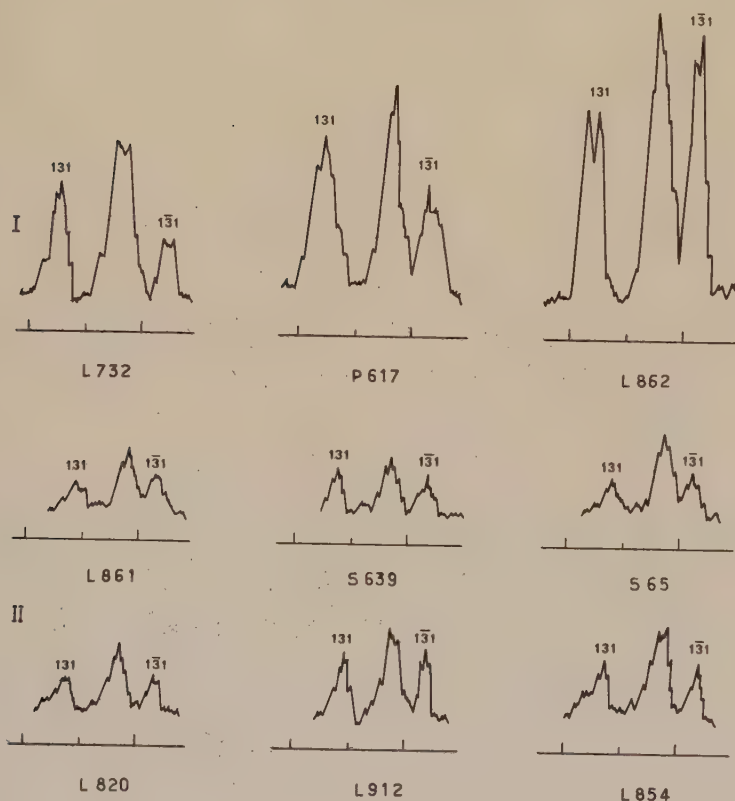


Fig. 49 - Diffractogrammes des plagioclasses des roches ignées du Massif de Quérigut entre $14^{\circ}5$ et 16° en θ CuK

I - Plagioclasses des roches basiques

II - Plagioclasses des roches granitoïdes

(Laboratoire de Rayons X, CRPG - Nancy).

	L732	P617	L862
% An Pl.	(72 (1)	(70	(64
Mesure optique	(35 à 52 (2)	(32 à 48	(30 à 48
$\Delta 2\theta(131, \bar{1}\bar{3}1)$	(2,10	(2,06	(2,00
	(1,78	(1,74	(1,74
% An Pl.	(76	(72	(67
déduit abaque	(52	(32 à 50	(32 à 50

Tableau XXX : Comparaison entre les compositions des plagioclases calculées par les méthodes optiques et celles déduites de la différence en $2\theta(\text{Cu}, K\alpha)$ entre les raies (131) et $\bar{1}\bar{3}1$) (H.U. BAMBAUER et al, (1967).

- 1) composition des coeurs basiques
- 2) composition des bordures zonées.

b) Les plagioclases des roches granitoïdes et des filons acides : Les diffractogrammes obtenus pour l'ensemble des plagioclases des roches granitoïdes et des filons acides présentent des raies (131) et $\bar{1}\bar{3}1$ très étalées et à maxima mal définis (fig. 49). Ils appartiennent donc au groupe des plagioclases R.D. Cependant les raies (131) et $\bar{1}\bar{3}1$ des plagioclases provenant des tonalites et des granitoïdes méridionaux (L912 et L854, fig. 40) ont des maxima plus accentués, ce caractère semble traduire une homogénéisation des réseaux cristallins. Malgré leur état R.D. il est possible de déterminer, selon la méthode de D.B. SLEMMONS, le degré ordre-désordre des plagioclases. Il tend à décroître depuis les plagioclases des granites (95 en moyenne) jusqu'aux plagioclases des tonalites et des granitoïdes méridionaux (75). Etant donné l'état R.D. des plagioclases il n'est pas possible d'utiliser les différences (en $d\text{\AA}$) entre leurs raies (131) et $\bar{1}\bar{3}1$ comme thermomètre géologique. En effet, ainsi que l'a montré O.H.J. CHRISTIE, les températures obtenues alors sont très basses (inférieures à 300°) et très certainement inférieures aux températures réelles de cristallisation.

3) **CARACTERES MINERALOGIQUES** : Les propriétés optiques et la densité des différents plagioclases évoluent progressivement parallèlement à l'augmentation de leur teneur en anorthite (tableau XXXI). Nous notons que les valeurs de $2V_{Np}$ mesurées sont très comparables à celles qui peuvent être déterminées à l'aide des abaques construites pour les plagioclases de basse température (W.E. TROGER, 1959).

	L732	P617	L862	L861	S639	S65	L820	L912	L854	L677	L811
$2V_{Np}$	104 à 86	105 à 90	102 à 86	82	92	94	88 à 95	88 à 103	86 à 100	86	84
Ng	1.572	1.570	1.556	1.545	1.552	1.554	1.556	1.560	1.557	1.541	1.548
D	2.70	2.69	2.68	2.64	2.66	2.66	2.67	2.68	2.67	2.63	2.65

Tableau XXXI : Caractères optiques et densités des plagioclases des roches ignées du Massif de Quérigut. (Même légende que tableaux XXVII, XXVIII et XXIX).

IV - LE FELDSPATH ALCALIN

Le feldspath alcalin, pratiquement absent dans les roches basiques où il n'apparaît, discrètement, que dans les enclaves les plus évoluées, est largement représenté dans l'ensemble des roches granitoïdes et dans les formations filoniennes acides. Au cours de l'étude pétrographique nous avons mis en évidence l'existence de deux phases distinctes : orthose et microcline. La première, uniquement présente à proximité de la bordure nord du Massif, passe progressivement à la seconde à la fois vers le sud et à l'approche des masses basiques (où le phénomène semble accéléré). Le feldspath alcalin, renfermant en inclusion l'ensemble des autres phases minérales (à part le quartz), a dû cristalliser tardivement dans l'ensemble de ces roches.

1) CARACTERES CHIMIQUES : Sur les 13 échantillons de feldspath alcalin dont nous disposons nous nous sommes contentés d'une analyse complète de 7 d'entre eux, pour les autres seuls CaO , Na_2O et K_2O ont été déterminés. En effet, comme pour les plagioclases, la connaissance de ces trois éléments est suffisante pour recalculer la composition des feldspaths alcalins en proportions d'orthose, d'albite et d'anorthite (entrant comme impureté). Il est alors possible d'établir la composition théorique de ces feldspaths en orthose et albite (tableau XXXII).

a) Le feldspath alcalin des roches granitoïdes : Comme les autres phases minérales auxquelles ils sont associés, les feldspaths alcalins provenant du granite de Quérigut se singularisent par rapport à ceux des granites monzonitiques. En effet ils apparaissent sensiblement plus sodiques ce qui se traduit par une teneur en albite plus élevée. D'autre part ils s'individualisent par leurs teneurs particulièrement faibles en Ba, Sr et peut-être Rb et, au contraire leur richesse singulière en Li.

Les feldspaths alcalins provenant des deux granites monzonitiques constituent un ensemble remarquablement homogène à la fois du point de vue des éléments majeurs (donc de leur teneur en albite) et des éléments en traces. Ainsi l'évolution structurale de ce feldspath depuis la symétrie monoclinique (orthose) jusqu'à la symétrie triclinique (microcline) ne semble pas modifier sa composition chimique. En effet, ainsi que nous le verrons au cours de l'étude cristallographique, S6248 renferme une proportion d'orthose importante tandis que S65 est un microcline maximum.

Par contre le passage aux granodiorites et surtout aux granitoïdes méridionaux se traduit par une évolution relativement marquée de la composition du feldspath alcalin qui devient sensiblement plus sodique (donc plus albitique). Du point de vue des éléments en traces nous notons essentiellement une légère augmentation de Sr et peut-être de Ba et, par contre, une décroissance de Rb.

b) Le feldspath alcalin des formations filoniennes acides : Les feldspaths alcalins provenant des deux formations filoniennes acides apparaissent sensiblement plus sodiques (donc plus albitiques) que ceux des granitoïdes. Ce caractère s'accroît nettement parallèlement à l'acidité de la roche. Les teneurs en éléments en traces distinguent sensiblement ces feldspaths alcalins des précédents. En effet, ils sont relativement pauvres en Ba et en contrepartie, riches en Rb (cette tendance évolue également en fonction de l'acidité de la roche).

2) CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES : Afin de bien caractériser l'évolution structurale du feldspath alcalin nous avons extrait ce minéral de deux échantillons sup-

	A		B		C		D		E		F		G
	L861	S626 ⁺	S639 ⁺	S68	S6248	S65 ⁺	L619 ⁺	L820	L854 ⁺	L461	L677	S5200 ⁺	
SiO ₂	65,30			64,80	64,90			64,80		64,40	64,20		64,90
Al ₂ O ₃	18,85			19,10	18,80			18,95		18,50	19,10		18,90
Fe ₂ O ₃	-			-	-			-		-	-		-
MnO	0,01			-	-			-		0,01	-		0,01
MgO	-			-	-			-		-	-		-
CaO	0,58	0,34	0,30	0,31	0,34	0,29	0,32	0,31	0,34	0,42	0,38	0,40	0,44
Na ₂ O	2,65	2,81	1,82	1,83	1,86	1,92	2,02	2,08	2,68	2,30	3,20	3,39	2,80
K ₂ O	12,61	12,60	13,96	14,05	13,92	13,88	13,72	13,48	12,27	13,25	11,97	11,58	12,29
TiO ₂	-			0,04	-			-		-	-		-
P.F.	0,42			0,31	0,27			0,47		0,47	0,35		0,38
Total	100,42			100,44	100,32			100,09		99,35	99,20		99,72
Ba	375	800	2900	3400	3250	3900	3500	4000	4200	3900	1200	n.d.	1700
Ga	16	20	12	13	14	12	11	11	12	11	21	"	16
Sr	150	170	230	180	200	210	350	280	290	380	200	"	280
Li	90	n.d.	n.d.	< 3	< 3	n.d.	n.d.	< 3	n.d.	< 3	< 3	"	< 3
Rb	115	n.d.	n.d.	300	325	n.d.	n.d.	250	n.d.	200	400	"	350
Or	77,0	76,4	84,4	84,5	83,9	83,5	82,5	82,0	76,2	80,1	72,5	70,5	75,5
Ab	23,0	23,6	15,6	15,5	16,1	16,5	17,5	18,0	23,8	19,9	27,5	29,5	24,5

Tableau XXXII : Composition chimique et teneurs en Or et Ab des feldspaths alcalins des roches
 ignées du Massif de Quérigut. Analyses CRPG, Nancy
 Provenance des échantillons :

A : granite de Quérigut - B : granite monzonitique porphyroïde

C : granite monzonitique - D : granodiorites - E : granitoïdes méridionaux

F : granites à deux micas - G : microgranite à biotite

+ échantillons dosés partiellement - n.d. : éléments non dosés

plémentaires prélevés dans la partie nord du Massif le long de la vallée de l'Aude (S651 et S640) (1). L'ensemble des feldspaths alcalins a été analysé aux Rayons-X, d'une part entre 14 et 16° en θ (Cu K α) pour déterminer leur triclinicité (fig. 50), d'autre part entre 10 et 12°, en association avec une proportion dix fois moindre de K Br O₃ afin de mesurer leurs teneurs en K et Na.

a) Triclinicité des feldspaths alcalins : La triclinicité d'un feldspath alcalin correspond au degré d'ordre-désordre de son réseau Si-Al. R. GOLDSMITH et F. LAVES (1954) ont montré que la triclinicité pouvait être mesurée à partir de l'écartement (en dÅ) des raies (131) et ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$). Pour cela ils ont proposé la formule :

$$\Delta (\text{triclinicité}) = 12,5 (d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})})$$

Ultérieurement I. PARSONS (1965) présenta un diagramme permettant de déterminer la triclinicité du feldspath alcalin à partir de l'écart angulaire en θ (Cu K α) entre les raies (022) de l'albite et (131) du feldspath alcalin (fig. 51).

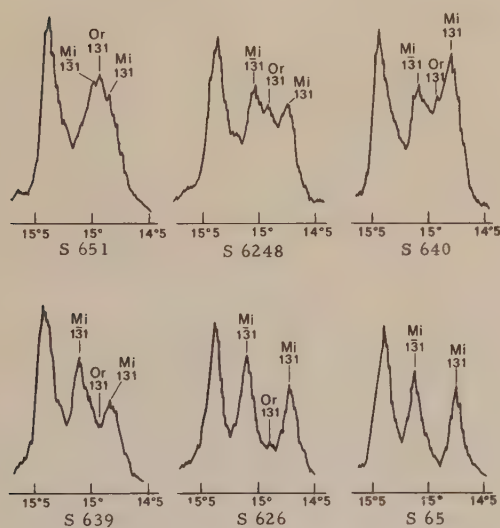
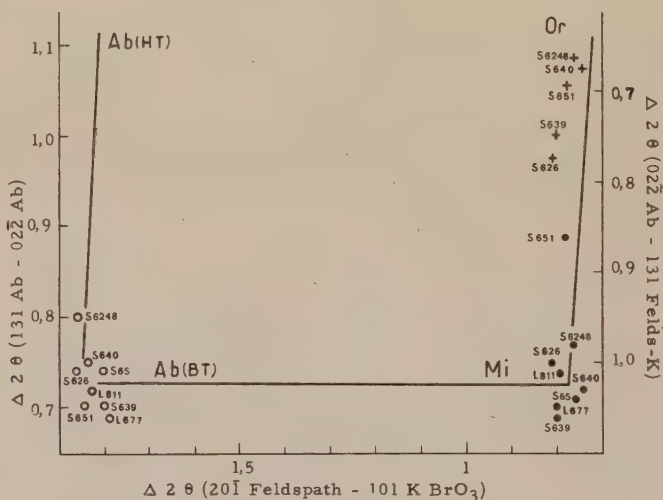


Fig. 50 - Evolution des feldspaths alcalins dans les faciès granitiques (coupe N-S le long de la vallée de l'Aude).

Diffractogrammes entre 14°5 et 15°5 en θ Cu K
(Laboratoire de Rayons X -CRPG)



+ Phases monocliniques • Phases tricliniques ○ Albite

Fig. 51 - Evolution structurale des feldspaths alcalins du Massif de Quérigut (diagramme de I. Parsons, 1965).
Explication dans le texte.

Les diffractogrammes réalisés pour les feldspaths alcalins des roches ignées du Massif de Quérigut entre 14 et 16° montrent bien l'évolution structurale mise en évidence lors de l'étude pétrographique (fig. 50). En effet, dans l'échantillon S651 la phase orthose est très dominante et se trouve associée à du microcline intermédiaire accessoire. Ceci se traduit par un notable élargissement de la

(1) Leur localisation est reportée sur le plan d'échantillonnage.

raie (131) de l'orthose et l'apparition de petits pics plus ou moins bien marqués qui peuvent être reliés à la présence de plusieurs phases de microcline intermédiaire possédant des triclinicités variables (il est ainsi possible de caractériser un microcline à Δ voisin de 0,37). Dans l'échantillon S6248 la phase triclinique devient prédominante sur l'orthose. Les raies (131) et ($\bar{1}\bar{3}1$) sont élargies et correspondent à des microclines de triclinicité variable (la phase principale à un Δ voisin de 0,71). Dans les autres échantillons l'évolution se poursuit avec la disparition progressive de la phase orthose et le développement de la phase microclinique dont le triclinisme s'accroît de 0,79 à 0,94 (les pics (131) et ($\bar{1}\bar{3}1$) deviennent plus nets).

La détermination du triclinisme à partir de la différence (en 2θ $\text{CuK}\alpha$) entre les raies ($0\bar{2}2$) et l'albite et (131) du feldspath alcalin, selon la méthode de I. PARSONS met en évidence une évolution tout à fait identique (fig. 51). Nous observons de plus un décalage progressif de la phase orthose résiduelle des échantillons les plus transformés (S639 et S626) vers le domaine triclinique.

b) Etat structural de la phase sodique : I. PARSONS (1965) montra que l'évolution structurale de l'albite entre les phases de basses et de hautes températures pouvait être mesurée à partir de la différence (en 2θ $\text{Cu K}\alpha$) entre les raies 131 et $0\bar{2}2$ de ce minéral (fig. 51). Les phases albitiques associées aux feldspaths potassiques des roches ignées du Massif de Quérigut se regroupent, sur le diagramme, à proximité du pôle de basse température. Il apparaît ainsi que ces phases albitiques représentent des perthites d'exsolution.

c) Composition des phases potassiques et sodiques : En utilisant des feldspaths sodi-potassiques de synthèse (depuis de l'albite B.T. jusqu'à du microcline maximum), P.M. ORVILLE (1960) étudia, en fonction des proportions de K et Na, le déplacement de la raie ($\bar{2}01$) de ces feldspaths par rapport à la raie (101) de K Br O_3 pris comme étalon interne. La différence angulaire (en 2θ $\text{Cu K}\alpha$) entre ces deux raies varie de façon continue (de $1,78$ à $0,74^\circ$) parallèlement à l'accroissement de la proportion d'albite en solution solide dans le feldspath potassique.

Pour la phase potassique des feldspaths alcalins du Massif de Quérigut, cette différence est très faible et varie de $0,74$ à $0,81^\circ$ (fig. 51). Ces phases apparaissent ainsi très pauvres en albite (0 à 5 %). Ceci suppose donc une démixtion sensiblement complète des feldspaths alcalins lors de l'exsolution des perthites. La différence angulaire pour les phases sodiques est par contre très élevée ($1,79$ à $1,84^\circ$), elle correspondrait ainsi à de l'albite pure.

3) CARACTERES MINERALOGIQUES : La grande hétérogénéité structurale des feldspaths alcalins se traduit, du point de vue de leurs caractères optiques, par l'importante dispersion des valeurs des angles de leurs axes optiques ($2V_N$). Cette variabilité s'observe non seulement d'un échantillon à l'autre mais également dans un même échantillon (et très fréquemment dans un même cristal). L'amplitude des variations de l'angle des axes optiques tend cependant à décroître progressivement parallèlement à l'accentuation de la structure triclinique (tableau XXXIII).

Par contre l'indice N_g des feldspaths alcalins provenant des granites monzonitiques varie très peu compte tenu de la précision des mesures. Ainsi ce caractère n'est pas influencé par les variations structurales des feldspaths. Les faibles différences relevées dans l'ensemble des feldspaths alcalins semblent, par contre, liées à leur teneur en albite (tableau XXXIII). Il en est de même pour

leurs densités. En effet les échantillons les plus albitiques ont des densités légèrement supérieures à celles des autres échantillons (tableau XXXIII).

	L861	S68	S6248	L820	L461	L677	L811
2 V N _p	64 à 82	82 à 88	55 à 78	76 à 88	84 à 86	82 à 88	80 à 86
N _g	1,526	1,523	1,524	1,523	1,527	1,527	1,526
D	2,574	2,562	2,569	2,568	2,575	2,575	2,572

Tableau XXXIII : Caractères optiques et densités des feldspaths alcalins des roches ignées du Massif de Quérigut.

4) DONNEES THERMOMETRIQUES : Le coefficient de partage de divers éléments entre les phases feldspathiques associées dans les roches (plagioclase et feldspath alcalin) a été étudié par de nombreux auteurs. Il est notamment apparu que ce coefficient dépendait essentiellement de la température de cristallisation des phases feldspathiques et ainsi pouvait être utilisé en géothermométrie. T.F.W. BARTH (1951, 1956, 1962), estimant que la pression jouait un rôle négligeable, a proposé un thermomètre géologique basé sur le coefficient de partage de la soude entre le feldspath alcalin et le plagioclase associé :

$$(K = \frac{\text{fraction molaire d'Ab dans l'orthose}}{\text{fraction molaire d'Ab dans le plagioclase}})$$

Ce thermomètre, largement utilisé par de nombreux auteurs, a cependant fait l'objet de nombreuses critiques. R.V. DIETRICH (1961) et H.G.F. WINKLER (1961) ont établi les limites de son utilisation en montrant notamment que la valeur de K était contrôlée non seulement par la température mais également par la pression et surtout par la composition de la roche dans laquelle les deux phases feldspathiques cristallisent. D'autre part, la température ainsi mesurée serait égale à la température minima à laquelle les deux phases feldspathiques se seraient trouvées à l'équilibre (cet équilibre pouvant être réalisé dans des conditions relativement tardives de l'histoire de la cristallisation des feldspaths). T.F.W. BARTH (1961), K.S. HEIER (1962), A. HALL (1967) et D. VIRGO (1968) ont d'autre part montré que les coefficients de partage de certains éléments majeurs ou en traces (Ca, Ba et surtout Sr) seraient de meilleurs indicateurs géothermiques que celui du sodium. Cependant ces études demeurent très limitées et ne fournissent aucune donnée numérique précise.

Le thermomètre géologique de BARTH ne peut être utilisé pour les phases feldspathiques des roches ignées du Massif de Quérigut qu'avec beaucoup de précautions. En effet plusieurs facteurs tendent à limiter son emploi. En premier lieu les feldspaths alcalins ne sont pas homogènes mais évoluent entre les pôles monoclinique et triclinique. Cependant ce facteur semble pouvoir être négligé car il ne s'accompagne d'aucune variation chimique importante. En effet, ainsi que nous l'avons souligné précédemment, l'échantillon S6248 qui renferme une proportion d'orthose notable (fig. 50) a une composition très voisine de l'échantillon S65 représentant du microcline maximum (tableau XXXII). Il est par contre très important de connaître la composition du plagioclase qui a cristallisé conjointement avec le feldspath alcalin (le thermomètre de BARTH ne pouvant s'appliquer qu'à des phases feldspathiques synchrones). Les études pétrographiques ont montré que

le feldspath alcalin des roches ignées du Massif de Quérigut, renfermant de nombreuses inclusions de plagioclase qu'il corrode notablement, a vraisemblablement cristallisé tardivement par rapport à ce dernier minéral. Ainsi il a dû se développer en même temps que les zones externes, relativement sodiques, des cristaux de plagioclase. Le pourcentage molaire d'albite des plagioclases synchrones des feldspaths alcalins est donc inférieur à celui que nous avons déterminé à partir des compositions chimiques globales. En choisissant, pour le calcul du coefficient de partage de l'albite, les compositions moyennes des plagioclases, l'erreur introduite, relativement faible pour les granites (car le zoning est d'amplitude limitée), devient sensible pour les granodiorites et surtout les granitoïdes méridionaux (la présence de coeurs basiques tend à accroître le pourcentage en anorthite des plagioclases). Les températures obtenues pour ces derniers sont ainsi majorées. Ainsi pour l'échantillon L854, la température déterminée à partir de la composition moyenne du plagioclase (Ab 58,4) serait voisine de 660° tandis que celle déduite de la composition des zones de bordure (Ab 69) serait de 600°. Compte tenu des observations précédentes nous présentons (tableau XXXIV) les températures de cristallisation moyennes des feldspaths alcalins provenant des grands ensembles ignés.

	Granite de Quérigut	Granites monzonitiques	Granodiorites	Granitoïdes méridionaux	Granites à 2 micas	Microgranite à biotite
% Ab dans Felds Alc.	23,3	15,9	17,7	21,8	28,5	24,5
% Ab dans plagioclase	76,7	62,2	60,6	54,7	79,9	70,7
K	0,30	0,26	0,29	0,40	0,36	0,35
T° C	570	520	560	650	630	610

Tableau XXXIV : Températures de cristallisation moyennes des phases feldspathiques des roches granitoïdes du Massif de Quérigut calculées à partir du géothermomètre de T.F.W. BARTH (1962).

Les valeurs ainsi obtenues, regroupées dans un faible intervalle, mettent en évidence certains caractères particuliers des différents faciès ignés. Le feldspath alcalin du granite de Quérigut, quoique provenant d'une roche plus acide, semble avoir cristallisé à une température plus élevée que celle des granites monzonitiques. D'autre part cette température augmenterait progressivement dans les granodiorites et surtout les granitoïdes méridionaux. Il est de plus intéressant de noter les valeurs particulièrement élevées déterminées pour les feldspaths alcalins provenant des granites à deux micas et des microgranites à biotite (formations qui apparaissent tardives dans l'histoire évolutive du Massif).

Malgré la grande imprécision des données analytiques pour les éléments en traces nous avons calculé les coefficients de partage du strontium entre les phases feldspathiques. En ne tenant compte que des valeurs moyennes pour chaque faciès nous retrouvons des caractéristiques très voisines de celles que nous avons mises en évidence pour le coefficient de partage du sodium (tableau XXXV). Nous notons cependant la valeur particulièrement forte de K_D^{Sr} pour les formations filoniennes acides (granite à deux micas, microgranite à biotite) ce qui serait l'indice d'une température de cristallisation du feldspath alcalin notablement élevée.

	Granite de Quérigut	Granites monzonitiques	granodiorites	Granitoïdes méridionaux	Granites à 2 micas	Microgranite
K_D^{Sr}	0,92	0,76	0,83	0,89	1,33	1,40

Tableau XXXV : Coefficient de partage du strontium entre les phases feldspathiques des roches ignées du Massif de Quérigut.

V - AUTRES MINERAUX

1) OLIVINE : Ainsi que nous l'avons vu lors de l'étude pétrographique, l'olivine n'est présente que dans les cortlandites. La séparation complète de ce minéral s'est avérée impossible, cependant nous avons pu réaliser des concentrés qui ont été analysés avec Rayons X.

A partir de cristaux naturels et synthétiques de nombreux auteurs (M.S. YODER et T.G. SAHAMA, 1957, F.P. AGTERBERG, 1964, J.L. JAMBOR et C.H. SMITH, 1964, G.W. FISHER et L. GORDON-MEDARIS, 1969) ont montré qu'il était possible de déterminer la composition des olivines à partir des diffractogrammes aux rayons X. En effet la raie (130) de ce minéral se déplace progressivement du pôle fayalite au pôle forstérite (de 2,830 Å à 2,765). A la suite d'études statistiques il est apparu que la meilleure courbe pour déterminer la proportion moléculaire (x) de Mg_2SiO_4 dans une olivine était donnée par l'équation :

$$x = 15,8113 \sqrt{3,0358 - d(130)} - 7,2250$$

Etant donné la valeur de leur raie (130) (égale à 2,777 Å) nous calculons, grâce à cette équation, que la fraction molaire de forstérite des olivines étudiées serait voisine de 0,82.

2) LES MINERAUX ACCESSOIRES :

a) Les zircons : De nombreux auteurs ont montré que la forme et l'élongation des zircons étaient de bons indicateurs de leur provenance (M. WYATT, 1954, A. POLDERVAART, 1955-1956, G. HOPPE, 1963). Ainsi les zircons provenant de roches sédimentaires sont arrondis (sans face) par contre ceux des roches ignées sont idiomorphes.

Nous avons séparé les zircons des principaux faciès ignés du Massif de Quérigut (roches granitoïdes et basiques).

Dans les roches basiques les zircons, peu abondants, apparaissent sous deux formes distinctes. La première est représentée par des prismes assez trapus (allongement variant de 1,2 à 3,6) (fig. 52) subautomorphes légèrement colorés en brun jaune pâle. Ils renferment quelques petites inclusions en baguettes de nature indéterminée. Le zircon apparaît d'autre part en très fins cristaux acidulaires, dont l'allongement varie de 5 à 10 (fig. 52).

Dans les granites (granite de Quérigut et granites monzonitiques) nous distinguons également deux variétés de zircons. Nous observons, en effet, des cristaux idiomorphes, bien développés et fortement teintés en brun jaune (leurs faces sont guillochées). Le zircon apparaît d'autre part en petits prismes également idiomorphes, limpides (légèrement teintés en rose pâle), à faces brillantes

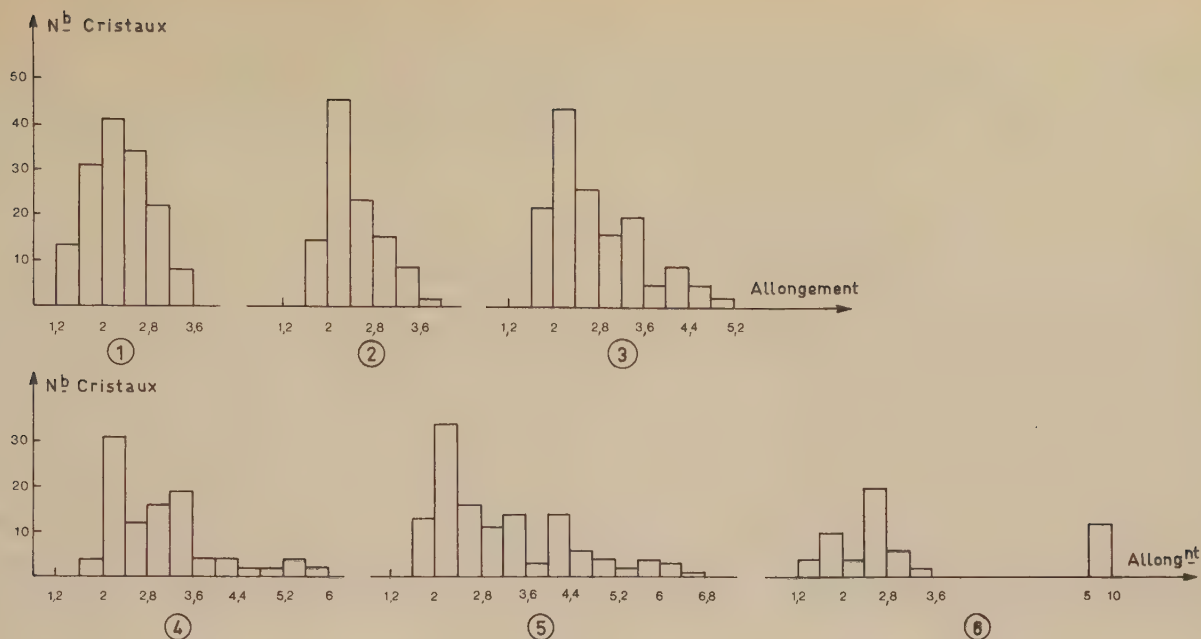


Fig. 52 - Histogramme : nombre de cristaux - allongement des zircons des roches ignées du Massif de Quérigut.

(1) : granite de Quérigut - (2) : granites monzonitiques - (3) : granodiorites - (4) : tonalites - (5) : granitoïdes méridionaux - (6) : roches basiques -

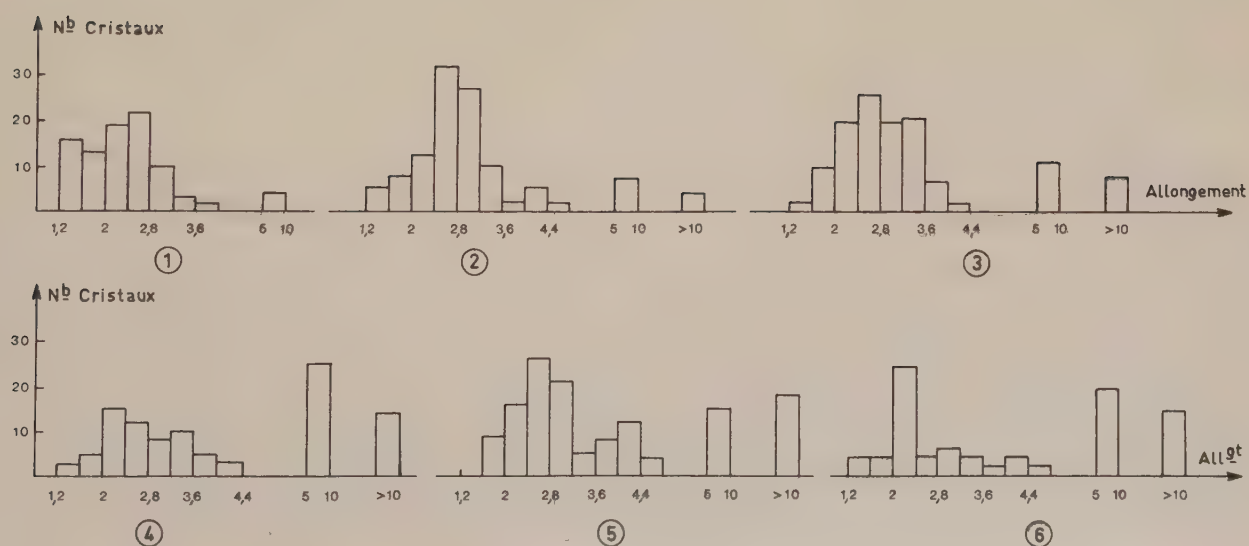


Fig. 53 - Histogramme : nombre des cristaux - allongement des apatites des roches ignées du Massif de Quérigut.

(1) : granite de Quérigut - (2) : granites monzonitiques - (3) : granodiorites - (4) : tonalites - (5) : granitoïdes méridionaux - (6) : roches basiques -

et renfermant de très abondantes inclusions en baguettes allongées (dont nous n'avons pu déterminer la nature). Ces deux variétés de zircon ont un allongement très voisin, ainsi ce critère ne permet pas de les distinguer (fig. 52).

Dans les granodiorites, les tonalites et les granitoïdes méridionaux, le premier type de zircon est sensiblement absent. D'autre part nous notons la présence de cristaux ayant des allongements importants (supérieurs à 4). Ces cristaux se localisent essentiellement dans les phases quartzo-feldspathiques. La présence dans les granitoïdes de deux variétés de zircon bien individualisées traduit vraisemblablement l'existence, pour ce minéral de deux temps distincts de cristallisation. La première génération, représentée par les cristaux fortement colorés, apparaît en inclusion au coeur des cristaux de biotite et semble ainsi très précoce dans l'ordre de cristallisation des minéraux. La seconde par contre, apparaissant en cristaux limpides riches en inclusions, serait nettement plus tardive car elle est essentiellement présente dans les phases quartzo-feldspathiques. La seconde variété de zircon étant très prédominante dans les granodiorites, les tonalites et les granitoïdes méridionaux, son développement est peut-être lié à l'apparition de la deuxième génération de biotite et de plagioclase.

Les diffractogrammes aux Rayons X des différents échantillons de zircon sont tout à fait identiques. En effet nous observons pour tous, dans l'ordre décroissant la succession des raies :

$$d(\text{\AA}) = 3,29 - 1,71 - 1,65 - 2,52 - 2,06$$

Ces raies sont tout à fait identiques à celles de la fiche ASTM 6.266.

b) Les apatites : Comme pour les zircons, la forme et l'allongement des cristaux d'apatite reflèteraient leurs conditions de genèse. Ainsi P.J. WYLLIE et al. (1962) ont montré que les apatites précipitant dans un liquide avaient un habitus très allongé (parallèlement à c) avec des formes squelettiques.

Dans l'ensemble des roches ignées du Massif de Quérigut nous avons noté la présence de deux types de cristaux d'apatite. Les premiers, apparaissant essentiellement en inclusion dans les minéraux ferro-magnésiens (biotite et hornblende) constituent des prismes bien développés, relativement trapus (leur allongement varie de 1,2' à 4,8 avec un maximum voisin de 2,4) (fig. 53). Les faces terminales des prismes sont arrondies.

La seconde variété est représentée par de très petits cristaux, généralement aciculaires (leur allongement est supérieur à 5 et peut atteindre des valeurs très élevées de 20 à 30), en inclusion dans les minéraux quartzo-feldspathiques. Très rares dans les granites (granite de Quérigut et granites monzonitiques) ces cristaux sont par contre très répandus dans les autres roches ignées (granodiorites, tonalites, granitoïdes méridionaux et roches basiques) (fig. 49). Nous retrouvons ainsi le problème posé par la double génération de zircon. Il est donc possible d'admettre pour l'apatite deux temps de cristallisation distincts. De plus l'absence quasi complète de la seconde variété dans les granites et sa prédominance dans les autres granitoïdes semble être également liée à l'action du phénomène responsable du développement de la double génération de plagioclase et de biotite.

Les diffractogrammes aux Rayons X des différents échantillons d'apatite donnent la succession des raies, dans l'ordre décroissant :

$$d(\text{\AA}) = 2,80 - 2,70 - 3,43 - 2,77 - 2,25 - 2,62$$

Il apparaît ainsi que les apatites étudiées, étant donné l'identité des raies, se rattachent au groupe des fluor-apatites (fiche ASTM 15-876).

VI - ETUDE THERMODYNAMIQUE

1) INTRODUCTION : A partir des différentes données chimiques et cristallographiques dont nous disposons pour les phases minérales principales qui constituent les roches ignées du Massif de Quérigut, nous allons tenter de définir leurs conditions thermodynamiques de cristallisation. Afin de mener à bien cette étude nous nous appuierons sur les résultats des très nombreux travaux expérimentaux effectués à la fois sur les minéraux (réels ou virtuels) et sur les roches (basaltes et granites). Cependant étant donné le grand nombre d'approximations et d'hypothèses auxquelles nous aurons recours, les valeurs que nous déterminerons (température et pression) ne sauraient être tenues pour exactes et ne représenteront qu'un ordre de grandeur approché. Dans ce paragraphe nous avons adopté le même découpage que lors des études pétrographiques et géochimiques : roches basiques - granitoïdes - roches filoniennes.

2) ETUDE THERMODYNAMIQUE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES :

a) Introduction : Les études pétrographiques et géochimiques précédentes ont permis de mettre en évidence la grande complexité de l'histoire évolutive des roches basiques (gabbros et diorites quartzifères en masses importantes ou en enclaves) et des formations ultrabasiques associées. En premier lieu la grande diversité chimique de ces roches semble résulter de l'action simultanée de deux phénomènes évolutifs différents. Cette complexité apparaît également à l'échelle de l'échantillon. En effet nous avons pu établir pour les différents faciès un ordre de cristallisation sensiblement identique qui semble se subdiviser en deux étapes successives :

La première est caractérisée par l'apparition successive d'olivine (dans les cortlandites), de pyroxène (ortho et clinopyroxène dans les roches ultrabasiques et peut-être seulement clinopyroxène dans les formations gabbro-dioritiques), de plagioclase calcique I et d'un peu de mica.

Durant la seconde étape, se seraient développés de façon sensiblement synchrone de l'amphibole (aux dépens, du moins partiellement, du clinopyroxène primaire) du plagioclase intermédiaire II (corrodant la première génération) du mica (qui cristalliserait essentiellement durant cette phase) et enfin du quartz.

D'autre part les formations ultrabasiques (localisées au coeur des masses basiques) présentent les mêmes particularités chimiques que les roches gabbro-dioritiques et constituent une série ignée continue convergeant avec ce dernier ensemble au pôle des gabbros quartzifères. Nous avons été conduits à admettre l'existence d'une nette relation génétique entre ces deux ensembles ignés. Enfin malgré leurs caractères singuliers nous avons pu paralléliser l'ensemble constitué des formations gabbro-dioritiques et des roches ultrabasiques aux complexes doléritiques et basaltiques (la convergence étant particulièrement bien marquée avec les séries calco-alcalines).

Etant donné la complexité de cet ensemble il ne saurait être question de prétendre reconstituer l'histoire thermodynamique complexe de sa cristallisation. Ainsi nous nous contenterons, à partir des données expérimentales sur les

systèmes basaltiques (naturels et artificiels), d'étudier, à l'aide de trois échantillons, certaines étapes de cette histoire. Nous avons sélectionné une cortlandite un gabbro quartzifère et une diorite quartzifère.

b) Données expérimentales : Avant d'aborder cette étude il nous paraît important de présenter de manière schématique les principaux travaux expérimentaux sur les formations basaltiques.

Depuis le début du XXème siècle de très nombreux auteurs se sont attachés à déterminer les conditions thermodynamiques de stabilité et de cristallisation des minéraux constitutifs des basaltes. Etant donné la complexité chimico-minéralogique de ces roches les études ont essentiellement porté sur des systèmes simples à 2, 3 ou 4 composantes (éléments ou minéraux purs) tendant à se rapprocher le plus possible des basaltes naturels. Les expériences sur ces systèmes ont très généralement été entreprises dans des conditions anhydres sous pression atmosphérique. Ce choix fut guidé par plusieurs raisons importantes. En premier lieu la plupart des minéraux des basaltes peuvent être synthétisés en laboratoire. D'autre part, la majorité des basaltes ont cristallisé sur (ou à proximité de) la surface où l'effet de la pression peut être négligé. De plus les basaltes n'étant généralement constitués que de minéraux anhydres (olivine, pyroxènes, plagioclase...) sont très pauvres en eau. Enfin, ainsi que l'ont montré M.S. YODER et C.E. TILLEY (1962), un basalte ne peut demeurer stable (conservation de ses phases ferromagnésiennes primaires) que pour de faibles pressions d'eau (inférieures à 1400 bars si $P_{H_2O} = P$ totale). A de fortes pressions d'eau les basaltes se transforment en amphibolites (ou gabbros à amphibole).

Compte tenu de ces observations, à la suite de N.L. BOWEN et de J.F. SCHAIRER, de très nombreuses études expérimentales ont été entreprises sur des systèmes binaires ou ternaires permettant ainsi de déterminer les conditions de stabilité limites des phases minérales principales des basaltes (1). A partir de ces données les auteurs ont discuté des conditions de cristallisation des basaltes dans des systèmes tétraédriques (à quatre composants) dont le principal intérêt est de faire intervenir la majorité des phases minérales dominantes des basaltes. Parallèlement à ces divers travaux expérimentaux sur des systèmes artificiels plus ou moins complexes, des études ont été entreprises sur des basaltes naturels. Ces expériences, quoique fournissant des résultats moins précis que les précédentes permettent cependant une approche plus directe des problèmes pétrogénétiques posés par les basaltes. Pour les mêmes raisons que celles présentées précédemment les premières études (1) ont été entreprises dans des conditions anhydres à pression atmosphérique. Il est alors apparu que les trois phases minérales principales des basaltes (olivine, pyroxènes, plagioclase) apparaissent dans un court intervalle de température (de 1240° à 1160°) (la cristallisation complète de la roche se déroule également dans un écart faible de température 135° à 195°). Récemment les conditions de cristallisation et de stabilité des minéraux des basaltes naturels ont été étudiées dans les domaines de moyenne à forte pression soit dans des conditions anhydres (F.R. BOYD et J.L. ENGLAND, 1959, M.S. YODER et C.E. TILLEY, 1962, D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD, 1964, 1967, D.H. GREEN, 1968), soit en présence d'eau (H.S. YODER et C.E. TILLEY, 1962, D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD, 1968). Les auteurs ont mis en évidence une profonde évolution de la nature des phases minérales cristallisant dans les basaltes soumis à de fortes pressions (ces variations peuvent modifier de façon très importante l'évolution chimique des magmas basaltiques durant leur cristallisation). A la suite de leurs études expérimentales H.S. YODER

(1) Une revue détaillée de ces diverses études expérimentales a été entreprise par H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962) et par K. YAGI (1968).

et C.E. TILLEY (1962) ont défini les caractéristiques fondamentales du rôle joué par la pression partielle d'eau dans les conditions de cristallisation de différents termes basaltiques : le premier silicate à apparaître varie suivant la pression d'eau.

La zone de pression-température dans laquelle un basalte est stable en présence d'un excès d'eau est très limité (il n'est généralement pas stable à PH_2O 1400 bars).

L'intervalle de cristallisation d'un basalte s'accroît avec la pression d'eau.

Le plagioclase est généralement le dernier minéral à apparaître dans le domaine des fortes et moyennes pressions.

Enfin l'apparition des micas semble restreinte à des roches ayant des affinités de basalte alcalin.

Les travaux expérimentaux de G.C. KENNEDY (1955), de A. MUAN et E.F. OSBORN (1956) puis E.F. OSBORN (1959) ont montré d'autre part que la pression partielle d'oxygène (qui semble, du moins pro parte, contrôlée par la pression d'eau) jouerait un rôle très important dans les conditions de stabilité des phases minérales ferro-magnésiennes et dans l'évolution des magmas durant les processus de différenciation. Ainsi suivant l'importance de la pression partielle d'oxygène, un même magma tholéitique pourrait se différencier soit avec un enrichissement en fer ("Fenner Trend") soit au contraire avec un enrichissement en silice, le fer demeurant stable ou décroissant ("calc alkali trend").

c) Etude thermodynamique des roches basiques et ultrabasiques : A la lumière des résultats expérimentaux présentés dans le paragraphe précédent il est possible de dégager plusieurs caractères importants de l'ensemble basique et ultrabasique du Massif de Quérigut.

En premier lieu parmi les phases ferro-magnésiennes de ces formations nous notons la présence quasi exclusive des minéraux hydratés (amphibole et biotite) tandis que les minéraux anhydres sont soit peu représentés soit totalement absents. Il apparaît ainsi que lors de leur cristallisation ces roches ont été soumises à une importante pression partielle d'eau (devant être supérieure à 1400 bars si l'on admet que $\text{PH}_2\text{O} = P$ totale). D'autre part ces roches renferment constamment du mica (phlogopite ou biotite) qui semble avoir cristallisé de façon précoce (en même temps ou peut-être légèrement antérieurement à l'amphibole). L'apparition de ce minéral semble plus contrôlée par la composition chimique du milieu de cristallisation que par les conditions thermodynamiques régnant alors. Enfin, sans préjuger dès à présent de la nature des phénomènes évolutifs responsables de la dispersion chimico-minéralogique des roches gabbro-dioritiques du Massif de Quérigut, il est vraisemblable d'admettre que la pression partielle d'oxygène régnant lors de leur cristallisation devrait être relativement élevée (nous avons défini en effet une tendance évolutive à fer constant et une tendance à fer décroissant).

Compte-tenu des observations précédentes nous rechercherons les caractéristiques thermodynamiques dominantes des roches basiques et ultrabasiques à partir de l'étude de trois faciès importants : une cortlandite (éch. L933), un gabbro quartzifère (éch. P618) et une diorite quartzifère (éch. L862). Afin de mener à bien cette étude il importe, dans un premier temps de définir, du moins de façon approximative, les courbes de stabilité des phases minérales principales qui constituent ces différentes roches. Il est à noter que, tout au cours de notre discussion et

malgré l'incertitude ainsi introduite, nous supposons que la pression d'eau était, lors de la cristallisation des roches, égale à la pression totale. Ce choix fut guidé par le fait que les courbes expérimentales de limite de stabilité des phases minérales principales ont été établies dans cette condition de pression (fig. 54).

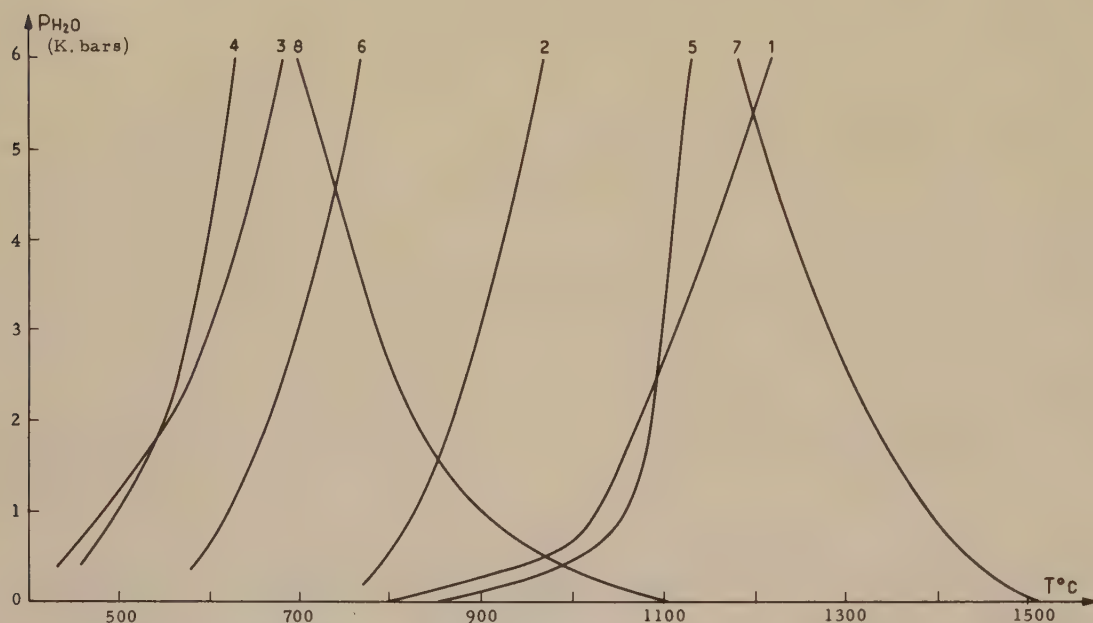


Fig. 54 - Courbes expérimentales de limite de stabilité de divers minéraux constitutifs des roches ignées.
1 : pargasite (F. R. Boyd, 1959) - 2 : trémolite (F. R. Boyd, 1959) - 3 : ferro-pargasite (M. C. Gilbert, 1966) -
4 : ferro-trémolite (W. G. Ernst, 1966) - 5 : phlogopite (H. S. Yoder et H. P. Eugster, 1959) - 6 : annite pour
une pression d'oxygène contrôlée par l'annéciation magnétite silice-fayalite (H. P. Eugster, 1957) - 7 :
anorthite (H. S. Yoder, 1958) - 8 : albite (H. S. Yoder, 1958) -

a) Détermination des courbes de stabilité des phases minérales : L'olivine uniquement présente dans les cortlandites, est vraisemblablement le premier minéral à cristalliser. Ayant estimé sa composition (Fo 80 - Fa 20) lors de l'étude minéralogique, il est possible, en nous basant sur les travaux expérimentaux de N. L. BOWEN et J. F. SCHAIRER (1935) et de E. F. OSBORN et D. B. TAIT (1952), de déterminer sa température de cristallisation qui serait voisine de 1300° (1) à la pression atmosphérique. A partir de cette valeur et des données de H. S. YODER et C. E. TILLEY (1962) nous avons tracé sa courbe limite de stabilité (O fig. 55).

Etant donné la rareté et le mauvais état de conservation des phases pyroxéniques, nous n'avons pu les séparer et ainsi déterminer leur composition avec exactitude. Il est alors difficile de tracer avec une précision suffisante leurs courbes limites de stabilité. Pour cette raison, nous avons adopté comme courbe de

(1) La température ainsi estimée est légèrement supérieure à celle qui a été déterminée pour l'olivine de différents basaltes par H. S. YODER et C. E. TILLEY (1962). La différence peut être reliée à la richesse en magnésium de notre olivine.

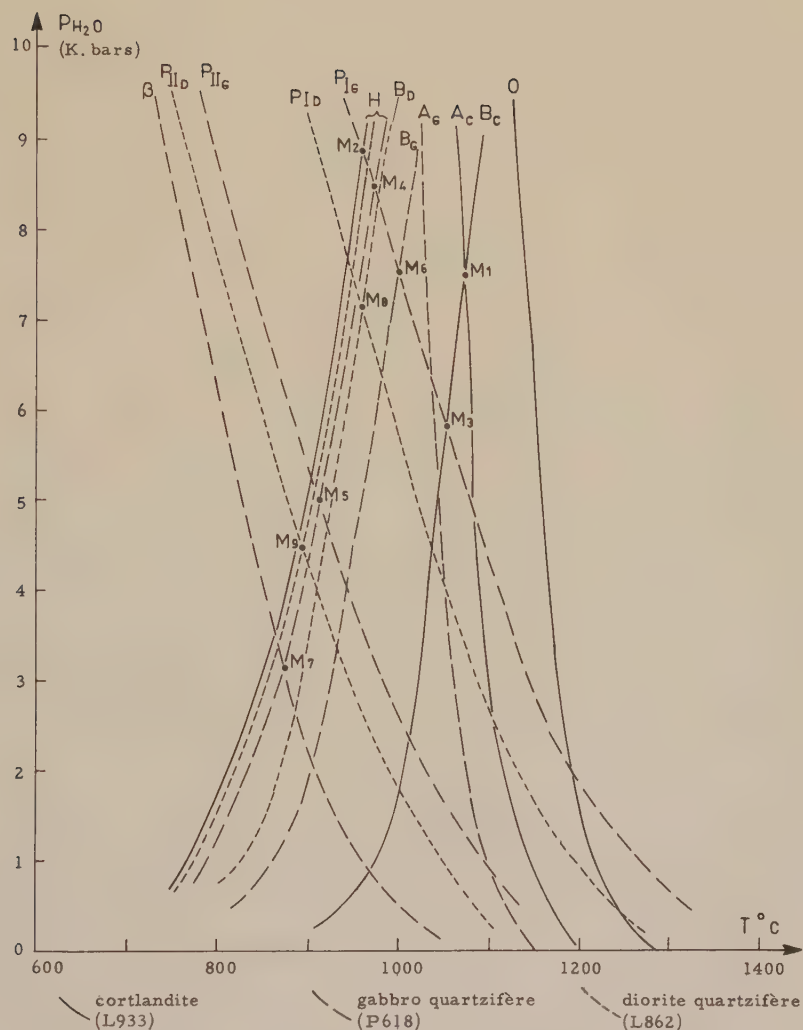


Fig. 55 - Etude thermodynamique des roches basiques et ultrabasiques du Massif de Quérigut. - Courbes de stabilité limite proposées pour les phases minérales principales : O : olivine, B : micas, A : pyroxènes, H : amphiboles, P_I : plagioclases primaires calciques, P_{II} : plagioclases sodiques secondaires, I : courbe de fusion minimum d'un basalte calco-alcalin hyperalumineux (H.S. Yoder et C.E. Tilley, 1962).

$M_1, \dots, M_9$: points correspondant aux conditions limites de cristallisation des différents minéraux - Explication dans le texte.

stabilité moyenne des pyroxènes celle qui a été établie par H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962) pour les pyroxènes d'un basalte hyperalumineux calcoalcalin (A fig. 55). Cependant, étant donné le caractère très magnésien de la cortlandite nous avons, comme dans le cas de l'olivine, légèrement décalé la courbe des pyroxènes vers le domaine des hautes températures (A_c fig. 55).

Les micas de la famille des biotites constituant une série continue entre la phlogopite et l'annite, les études thermodynamiques sur ces minéraux ont été essentiellement entreprises sur les deux pôles extrêmes. Ainsi les conditions de stabilité de la phlogopite ont été déterminées par H.S. YODER et H.P. EUGSTER (1964) et celles de l'annite par H.P. EUGSTER qui a montré que la stabilité de l'annite était fortement influencée par la pression partielle d'oxygène (fig. 54). Il établit les courbes de stabilité de ce minéral à différentes pressions d'oxygène contrôlées par les associations : wustite-magnétite, fer-fayalite-silice, magnétite-silice-fayalite, hématite-magnétite. Ainsi, la détermination de la courbe de stabilité d'une biotite nécessite la connaissance de la pression partielle d'oxygène ayant régné lors de sa cristallisation. La pression partielle d'oxygène lors du développement des micas dans les roches basiques et ultrabasiques du Massif de Quérigut devrait être relativement élevée. En effet, la pression d'eau qui, selon O.F. OSBORN (1959), contrôle du moins partiellement celle de l'oxygène, était alors importante ainsi que nous l'avons souligné précédemment. D'autre part les biotites renferment des proportions notables de Fe₂O₃ ce qui traduit un degré d'oxydation important. Enfin, au cours de l'étude minéralogique nous avons noté une bonne corrélation entre certaines propriétés de ces biotites (d₀₆₀ et Ng) et celles des micas synthétisés sous une pression d'oxygène contrôlée par l'association hématite-magnétite. Nous serions ainsi tentés d'adopter, pour le pôle annite des micas étudiés, la courbe de stabilité définie pour cette association. Cependant la hornblende qui, dans les roches basiques et ultrabasiques a dû se développer de façon sensiblement synchrone par rapport aux biotites, ne serait pas stable à une telle pression d'oxygène (M.C. GILBERT, 1966). Nous avons ainsi choisi pour l'annite la courbe définie pour une pression d'oxygène contrôlée par l'association magnétite-silice-fayalite. Connaissant la formule théorique (1) des trois micas étudiés en proportion de phlogopite et annite, nous avons tracé leurs courbes limites de stabilité (B fig.55).

L'étude thermodynamique des amphiboles est beaucoup plus ardue étant donné la grande complexité de leur formule structurale. Cependant comme la majorité des hornblendes courantes se distribuent sensiblement entre les pôles trémolite (ferrotrémolite) et pargasite (ferropargasite) les travaux expérimentaux ont été essentiellement entrepris sur ces deux termes. Les conditions de stabilité de la trémolite furent déterminées par F.R. BOYD (1959) puis reprises par H.J. GREENWOOD (1962) et par P.W. METZ et H.G.F. WINKLER (1964), celles de la pargasite furent étudiées par F.R. BOYD (1959). La courbe de stabilité de la pargasite est fortement décalée par rapport à celle de la trémolite en direction du domaine des hautes températures. Ceci montre bien que la stabilité des amphiboles calciques s'accroît fortement en liaison avec les substitutions isomorphiques dans leur formule structurale et notamment de l'alumine en position tétracoordonnée. Les limites de stabilité de la ferrotrémolite ont été étudiées par W.G. ERNST (1966) et celles de la ferropargasite par M.C. GILBERT (1966). Comme pour l'annite, la stabilité de ces deux termes ferrifères est fortement contrôlée par la pression d'oxygène (ces termes ne peuvent exister aux fortes pressions, notamment à celle qui est contrôlée par l'association hématite-magnétite). Les données expérimentales sur les autres membres de la fa-

(1) Cette formule théorique a été établie à partir du rapport Fe/Fe + Mg des biotites. Pour le mica de la cortlandite, nous avons admis étant donné ses propriétés optiques, qu'il était proche du pôle phlogopite.

mille des amphiboles calciques, édénite et tschermackite, sont pratiquement inexistantes. Il en est de même pour la cummingtonite (1), présente en fraction molaire notable dans les amphiboles des roches ultrabasiques. A la suite de ces études, et en ne tenant compte que des fractions molaires de trémolite, de pargasite et de leurs équivalents ferri-fères, nous avons recalculé la formule structurale de nos amphiboles et ainsi tracé leurs courbes limites de stabilité. Etant donné le manque de données dont nous disposons, ces courbes sont très approximatives (H fig. 55). Il est curieux de constater que les courbes ainsi établies pour les trois amphiboles sont pratiquement confondues. Ainsi le décalage des courbes lié à la décroissance du magnésium, important dans le cas des micas, semble compensé par l'accroissement sensible de la fraction de pargasite qui, ainsi que nous l'avons noté précédemment, augmente la stabilité des amphiboles. Il en résulterait que l'apparition de l'amphibole dans l'ensemble des roches basiques et ultrabasiques serait plus contrôlée par des facteurs thermodynamiques que par des facteurs chimiques.

Les premières études thermodynamiques sur les plagioclases ont été entreprises par N.L. BOWEN (1915) qui montra notamment que la température de cristallisation de ces minéraux variait de façon continue entre les pôles albite et anorthite. Les limites de stabilité des plagioclases dans le domaine des fortes pressions furent étudiées par H.S. YODER (1958). Il est d'autre part apparu, à la suite de très nombreux travaux expérimentaux que la cristallisation d'un plagioclase était fortement contrôlée par la composition des roches dans lesquelles il se développe et plus particulièrement par les proportions en quartz et en feldspath alcalin. Cependant, comme dans l'ensemble des roches basiques et ultrabasiques, le quartz est peu abondant et le feldspath alcalin est absent, nous avons, malgré l'erreur ainsi introduite, négligé leur action. L'étude pétrographique a montré, dans le plagioclase des roches basiques et ultrabasiques du Massif de Quérigut, l'existence de deux générations distinctes : un plagioclase calcique I présent au coeur des cristaux et un plagioclase sodique II constituant les zones corticales. Ainsi pour chaque échantillon, nous avons été conduits à définir deux couches de stabilité limite pour le plagioclase (PI et PII, fig. 55). L'existence de ces deux générations de plagioclase pose un problème très particulier que nous aborderons au cours de notre discussion.

Ayant ainsi établi, quoique de manière très approximative, les courbes limites de stabilité de leurs phases minérales principales, nous pouvons discuter, tout en tenant compte de l'ordre d'apparition des minéraux défini lors de l'étude pétrographique, des conditions thermodynamiques de cristallisation des 3 faciès sélectionnés.

β) *La cortlandite (L933)* : Pour la cortlandite, l'ordre de cristallisation qui se déduit de la disposition des courbes de stabilité des minéraux s'établit, dans un domaine de faible à moyenne pression, par l'apparition successive de l'olivine, des pyroxènes, du mica et enfin, avec un décalage important de l'amphibole. Par contre, aux fortes pressions, supérieures à 7500 bars (pression déterminée par le point d'intersection M1 des courbes de stabilité du mica et des pyroxènes), le mica aurait commencé à cristalliser avant les pyroxènes ce qui est contraire à la succession définie lors de l'étude pétrographique. D'autre part, la cortlandite ne renfermant pas de plagioclase, il serait vraisemblable d'admettre que ses minéraux se sont développés avant le début de sa cristallisation et plus précisément de sa phase calcique (PI, fig. 55). Cependant, une telle hypothèse ne peut guère être retenue pour l'amphibole car ceci suppo-

(1) F.R. BOYD (1955) n'a réussi à synthétiser, à 800° pour une pression de 1000 bars, que des cummingtonites renfermant de 85 à 40% de moles de $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$.

serait l'existence d'une pression très importante au moins égale à celle qui est déterminée par le point d'intersection des courbes de stabilité de l'amphibole et du plagioclase I (M2, fig. 55) soit environ à 9 kilobars. Une telle pression ne peut être retenue étant donné la limite établie ci-dessus. L'hypothèse semble plus plausible pour les autres minéraux et notamment pour le mica. Nous en déduisons que celui-ci serait apparu à une pression au moins égale à 5800 bars (point M3, fig. 55). Il en résulte que les cortlandites auraient cristallisé du moins partiellement entre 5,8 et 7,5 kilobars ce qui correspondrait, étant donné que nous avons assimilé la pression d'eau à la pression totale à une profondeur de 23 à 30 km. L'intervalle de température séparant l'apparition de l'olivine de celle du mica serait proche de 80°. L'amphibole serait par contre nettement plus tardive n'apparaissant qu'à la suite d'une baisse de température de 160°, à pression constante. L'absence de plagioclase, malgré le grand développement de l'amphibole témoigne probablement du caractère essentiellement secondaire de cette dernière qui s'est développée postérieurement à la cristallisation et aux dépens des pyroxènes primaires (plus particulièrement de l'augite).

γ) *Le gabbro-quartzifère (P618)* : Etant donné la grande rareté des fragments de pyroxène, nous n'avons pu établir dans le gabbro-quartzifère, sa chronologie de cristallisation vis à vis du plagioclase calcique I. Par contre, nous avons montré que si la biotite avait pu apparaître de façon synchrone par rapport à la fin de la cristallisation du plagioclase calcique, par contre la hornblende semblait postérieure. De plus, ces minéraux ferro-magnésiens sont tous deux, au moins partiellement, antérieurs au plagioclase sodique II. Cette double observation nous permet de définir les limites extrêmes de pression d'eau entre lesquelles le gabbro-quartzifère aurait cristallisé. Elle se situerait en effet entre les valeurs déterminées par les points M4 et M5, respectivement points d'intersection de la courbe de stabilité de la hornblende avec les deux variétés de plagioclase PI_G et PI_{IG}, soit entre 8,5 et 5 kilobars. De plus, si l'on admet que la biotite a commencé à cristalliser peu de temps après le plagioclase calcique (PI), la pression qui régnait alors devait être légèrement inférieure à celle déterminée par le point M6 (fig. 55) soit approximativement 7,5 kilobars. Il est à noter que nous retrouvons ainsi la limite supérieure à laquelle la cortlandite aurait pu apparaître.

La double génération de plagioclase existant dans le gabbro quartzifère pose un problème particulier. En effet, ainsi que l'ont montré N.L. BOWEN (1915) et D.H. LINDSLEY (1967) la composition d'un plagioclase change progressivement au cours de sa cristallisation parallèlement à la variation des conditions thermodynamiques auxquelles il est soumis. Pour les plagioclases étudiés, il est donc nécessaire d'envisager l'existence d'une variation brutale de leurs conditions de cristallisation. Trois facteurs peuvent être invoqués pour expliquer ce phénomène, la température, la pression, la composition chimique.

Il ne semble guère possible de retenir le facteur température. En effet, le saut brutal de composition du plagioclase nécessiterait une chute de température de plus de 150°.

Les variations de la pression ont été souvent invoquées pour expliquer le zoning des feldspaths (G.M. BOONE, 1962). La pression partielle d'eau demeurant stable, ou augmentant progressivement, au début de la cristallisation du magma, chuterait brutalement lors de la mise en place de la roche ignée sous l'effet d'une fuite vers l'enceinte. Dans le gabbro quartzifère, il serait nécessaire d'abaisser rapidement la pression d'environ 2,5 kilobars. Il est possible d'expliquer ceci en admettant que la cristallisation de la roche ayant commencé dans la "chambre magmatique" à grande profondeur, se serait poursuivie à la suite de l'ouverture brutale de cette chambre durant la montée du magma dans le sial.

Le rôle joué par un changement rapide de la composition chimique peut également être invoqué. En effet postérieurement à la cristallisation du plagioclase calcique est apparue la hornblende. Le développement important de ce minéral a dû jouer un rôle à la fois chimique et thermodynamique. En premier lieu la hornblende, riche en calcium a pu piéger une quantité importante de cet élément qui ne pouvait pas alors entrer dans la constitution du plagioclase. D'autre part étant un minéral hydroxylé, la hornblende capte dans sa structure une proportion importante d'eau dont la pression partielle tend ainsi à diminuer notablement. Sous l'action de ces différents facteurs, le plagioclase calcique n'étant plus stable serait remplacé par un plagioclase sodique qui tendrait à le corroder.

La cristallisation de la diorite quartzifère s'achève par le développement de quartz en petits cristaux interstitiels. Nous arrivons alors sur la courbe de fusion minimum de cette roche. Nous avons montré que les gabbros quartzifères présentaient des caractères proches des basaltes calcoalcalins. Il est alors possible d'admettre comme courbe de fusion minimale pour notre échantillon celle qui a été établie pour un basalte calcoalcalin hyperalumineux par H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962) (β fig. 55).

Il ne nous est guère possible de déterminer les conditions thermodynamiques régnant à la fin de la cristallisation du gabbro quartzifère. Il est seulement possible de dire que la pression qui régnait alors devait être au moins égale à celle qui est déterminée par M7, point d'intersection de la courbe de stabilité de la hornblende et de la courbe de fusion minimale du gabbro, soit approximativement 3 kilobars. Ainsi compte tenu des nombreuses hypothèses auxquelles nous avons eu recours, le gabbro quartzifère aurait cristallisé dans un intervalle de pression de 4,5 kilobars entre 7,5 et 3 kilobars et de température de 160° entre 1030 et 870°.

δ) *La diorite quartzifère* : Les courbes de stabilité des minéraux de la diorite quartzifère étant identiques à celles des phases minérales du gabbro quartzifère avec simplement un décalage systématique vers le domaine des faibles températures, nous retrouvons des conditions thermodynamiques de cristallisation relativement proches. En effet, sans pouvoir tenir compte d'une éventuelle phase pyroxénique primaire totalement absente dans notre échantillon, si nous admettons, comme dans le cas précédent, que la biotite serait apparue peu après le début de la cristallisation du plagioclase calcique I (P I, fig. 55) la pression maxima régnant alors serait voisine de 7,1 kilobars (M8, fig. 55), donc inférieure de 400 bars par rapport au maxima estimé pour le gabbro quartzifère (l'écart de température entre les deux maxima est faible, proche de 50°). Nous retrouvons une différence équivalente pour la pression minimum de cristallisation (M9, fig. 55). Cependant, comme les courbes de stabilité des deux amphiboles sont très proches, l'écart de température est alors très restreint (environ 20°). D'autre part, la double génération de plagioclase de la diorite quartzifère est sans aucun doute induite par les mêmes phénomènes que dans le cas du gabbro. Enfin la diorite étant plus siliceuse et sodique que le gabbro, sa courbe de fusion minimale est très vraisemblablement décalée en direction du domaine des faibles températures par rapport à la précédente. Ne disposant d'aucune donnée expérimentale sur les andésites, termes équivalents à notre diorite, nous ne pouvons déterminer l'importance de ce décalage. Nous nous contenterons d'en déduire que la pression minimum existant à la fin de la cristallisation de la diorite quartzifère, sensiblement inférieure à celle que nous avons estimée pour le gabbro, devait se situer entre 2 et 2,5 kilobars.

e) *Conclusion* : Au terme de cette étude thermodynamique, malgré la grande imprécision des résultats obtenus, il est possible de présenter un schéma évolutif approximatif des formations basiques et ultrabasiques.

La cristallisation de cet ensemble aurait débuté à grande profondeur vraisemblablement dans la chambre magmatique. Les premiers minéraux à apparaître à une température voisine de 1200°, essentiellement représentés par des phases ferro-magnésiennes (olivine, pyroxènes, micas riches en magnésium) auraient donné naissance aux cortlandites. Puis avec la décroissance de la température, la pression semblant demeurer sensiblement stable, serait apparue la première phase feldspathique représentée par un plagioclase calcique (PI), de plus la composition des minéraux ferro-magnésiens tendrait à évoluer vers leurs pôles ferrifères. Il est à noter que la cristallisation de l'olivine doit rapidement s'arrêter car elle n'est présente que dans les cortlandites. Sa disparition est peut-être liée à la sursaturation en silice du magma initial, elle se déstabiliserait alors en donnant naissance à du pyroxène (clinoenstatite). La cristallisation se serait ensuite poursuivie, s'accompagnant apparemment d'une baisse progressive de la pression ce qui traduirait peut-être le début de l'ouverture de la chambre magmatique, le magma commençant à monter dans le sial. Une nouvelle phase minérale représentée par de la hornblende serait alors apparue. Sous l'effet de la cristallisation importante de ce minéral se combinant à la montée rapide du magma, les minéraux de première génération, pyroxène et plagioclase calcique, n'étant plus stables, seraient remplacés respectivement par l'amphibole et un plagioclase sodique (PII). Ainsi la cristallisation de l'ensemble des formations basiques et ultrabasiques se serait poursuivie tout au long de la montée du magma dans le sial ; les derniers stades, représentés par le développement du quartz, s'étant vraisemblablement déroulés à un niveau relativement peu profond. Il faudrait en effet tenir compte des faciès les plus acides (proches des granodiorites ou des tonalites à biotite et hornblende) observés dans les masses basiques, ces faciès étant vraisemblablement les derniers termes à cristalliser. Nous ne disposons malheureusement d'aucune donnée sur leurs conditions limites de cristallisation.

3) ETUDE THERMODYNAMIQUE DES ROCHES GRANITOÏDES

a) Introduction : L'étude pétrographique a permis de montrer que si l'ordre de cristallisation des minéraux des granites septentrionaux, granite de Quérigut et granites monzonitiques, était apparemment simple et résultant de l'apparition successive de la biotite, du plagioclase, du feldspath alcalin (1) et enfin du quartz, il n'en est pas de même pour les granodiorites, les tonalites et surtout l'ensemble des granitoïdes méridionaux. En effet, nous avons noté dans ces formations un ordre de cristallisation des minéraux sensiblement plus complexe se traduisant principalement par l'existence d'une double génération de plagioclase et de biotite. Nous avons été ainsi conduits à scinder notre étude thermodynamique en deux parties : les granites septentrionaux et les autres granitoïdes.

b) Données expérimentales : Les minéraux ferro-magnésiens, principalement représentés par de la biotite, étant généralement peu abondants dans les roches granitiques, leur rôle a été négligé dans les études thermodynamiques expérimentales sur ces formations.

(1) Le feldspath alcalin a cependant suivi une évolution particulière car il semble avoir cristallisé sous sa forme monoclinique, orthose, puis avec une intensité croissante de la bordure Nord du Massif vers le Centre il se serait postérieurement transformé en microcline.

Ainsi, les conditions de stabilité des minéraux des granites ont été déterminées dans des conditions anhydres ou en présence d'eau, à partir de divers systèmes faisant intervenir quatre composants principaux : quartz - orthose - albite - anorthite. Etant donné le grand nombre d'études expérimentales réalisées sur ces divers composants, il ne saurait être question de les énumérer toutes ici (1). Nous nous contenterons de rappeler les principaux résultats obtenus à la suite des études théoriques sur le système tétraédrique : Q - Or - Ab - An (H_2O) qui est le plus proche des roches granitiques réelles.

En se basant sur les travaux expérimentaux entrepris sur des systèmes binaires ou ternaires, I.S.E. CARMICHAEL (1963), H. von PLATEN (1965) et T.F.W. BARTH (1966) ont montré que pour une pression d'eau donnée le tétraèdre Q - Or - Ab - An est divisé en trois domaines dans lesquels le quartz, le feldspath alcalin et le plagioclase sont les premières phases à cristalliser. Ces domaines sont séparés par deux surfaces cotectiques qui se recoupent suivant une ligne eutectique le long de laquelle les trois phases minérales apparaissent simultanément (fig. 56). Dans l'optique de la cristallisation-différenciation, il apparaît ainsi que la position du point représentatif d'une roche granitique dans le tétraèdre conditionne l'ordre d'apparition, la composition et l'importance des différentes phases quartzo-feldspathiques qui la constituent.

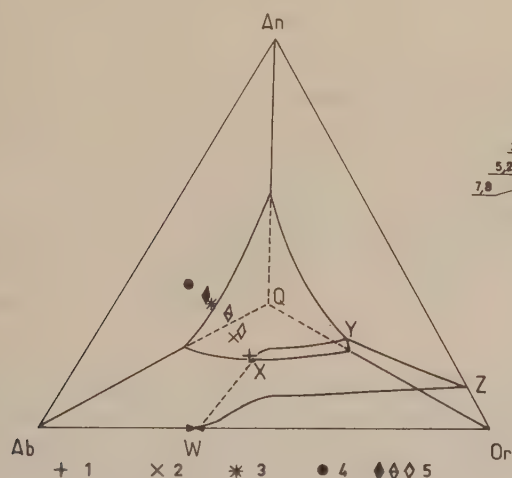


Fig. 56 - Diagramme Q-Ab-Or-An à $PH_2O = 2000$ bars (T.F.W. Barth, 1966).

Localisation approximative des points représentant les compositions moyennes des roches granitoïdes du Massif de Quérigut :
1 : Granite de Quérigut - 2 : Granites monzonitiques - 3 : Granodiorites - 4 : Tonalites - 5 : Granitoïdes méridionaux -

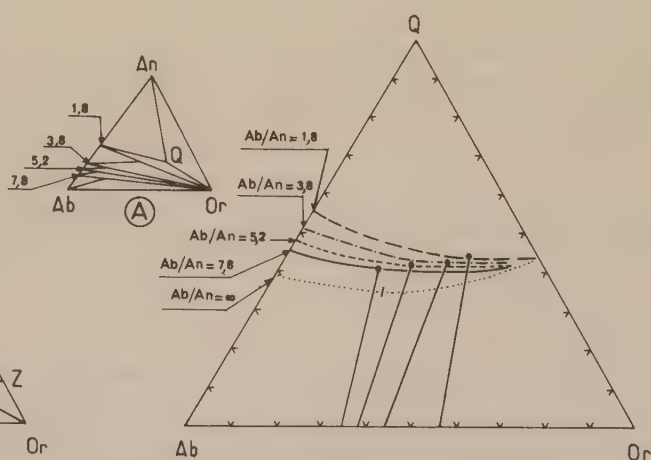


Fig. 57 - Projection dans le plan Q-Ab-Or du système Q-Ab-Or-An à $PH_2O = 2000$ bars (H. von Platen, 1965).

Lignes cotectiques et minima eutectiques pour différents rapports Ab/An.

A : Localisation dans le tétraèdre Q-Ab-An-Or de différents plans dans lesquels le rapport Ab/An est constant.

(1) Une revue d'ensemble des divers résultats obtenus à la suite de ces études a été présentée par T.F.W. BARTH (1969).

Le système le mieux étudié et celui que l'on représente habituellement, est le système Q - Or - Ab (H_2O) classiquement appliqué au cas du granite depuis les travaux de O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN (1958). Afin de mettre en évidence le rôle joué par l'anorthite, H. von PLATEN (1965) étudia expérimentalement dans ce système l'évolution de mélanges de minéraux présentant des rapports Ab/An constants. Les points représentatifs de ces mélanges étant localisés dans le tétraèdre sur un plan qui passe par l'arête Q - Or et qui recoupe Ab-An à la valeur du rapport donné (fig. 57 A). Il recoupe les plans cotectiques suivant des lignes cotectiques et la ligne eutectique en un point représentant alors le minimum eutectique. L'auteur détermina ainsi les lignes cotectiques et les minima eutectiques correspondants à différentes valeurs du rapport Ab/An (fig. 57 B). Il montra d'autre part que pour un rapport Ab/An donné le minimum eutectique tend à se rapprocher du pôle albite à mesure que la pression d'eau s'accroît (les températures de ces minima décroissent alors progressivement). Nous devons noter qu'étant donné la complexité du système Q - Or - Ab-An, il n'a guère été possible pour les expérimentateurs de déterminer avec précision les conditions limites de stabilité des phases minérales principales ; seuls les minima eutectiques sont bien connus.

Enfin parallèlement à ces études théoriques, plusieurs travaux expérimentaux ont été entrepris sur des roches granitiques naturelles, principalement en vue de déterminer leurs conditions minimales de fusion (J. GREIG et al., 1931, R. JAHNS et C.W. BURNHAM, 1962, A.J. PIWINSKII et P.J. WILLIE, 1966-1968). Les derniers auteurs ont d'autre part défini les conditions limites de stabilité des phases minérales principales de divers échantillons de granodiorite et de tonalite à des pressions de 1 à 3 kilobars. Il est notamment apparu que la localisation des courbes de stabilité des minéraux était contrôlée par la composition des roches.

c) Etude thermodynamique des roches granitoïdes du Massif de Quérigut : Ne disposant pas de données thermométriques certaines sur les roches granitoïdes et les études expérimentales sur les granites étant trop limitées, notre étude thermodynamique demeurera très succincte.

a) *Les granites septentrionaux (granite de Quérigut et granites monzonitiques)* : La biotite semble avoir été, dans les roches granitiques, le premier minéral à cristalliser. La détermination de ses conditions limites de stabilité nécessite, ainsi que nous l'avons souligné au cours de l'étude des roches basiques, la connaissance de la pression partielle d'oxygène ayant régné lors de son apparition. Nous ne disposons d'aucune donnée précise sur la valeur de cette pression, les micas des granites se localisant très à l'écart des courbes expérimentales de D.R. WONES (fig. 44). Cependant, ces biotites sont relativement riches en Fe_2O_3 , d'autre part les seuls minéraux observés dans ces granites sont représentés par de la magnétite et de l'ilménite. Ces deux observations seraient l'indice d'une pression partielle d'oxygène assez élevée, nous admettons donc pour le pôle annite, la courbe de stabilité déterminée pour l'association magnétite-silice-fayalite. Compte tenu de leur composition théorique en phlogopite et annite, nous pouvons tracer les courbes de stabilité des biotites provenant des deux ensembles granitiques (1 et 2, fig. 58).

Postérieurement à la biotite sont apparues les premières phases quartzofeldspathiques dont nous pouvons étudier les conditions thermodynamiques de cristallisation dans le système Q - Or - Ab - An et pour plus de simplicité dans le système Q - Or - Ab. Ayant déterminé, par le calcul de la norme, les proportions moyennes en quartz, orthose et albite des trois granites (tableau XXXV), nous avons reporté leurs points représentatifs dans le diagramme triangulaire de H. von PLATEN (fig. 59).

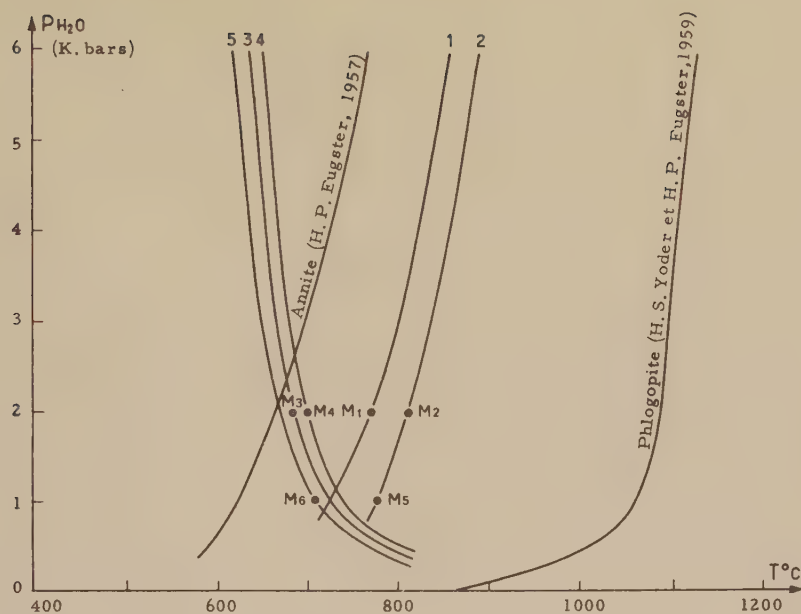


Fig. 58 - Etude thermodynamique des roches granitoïdes et filoniennes acides du Massif de Quérigut. - Courbes de stabilité limite proposées pour les micas;

1 : biotite du granite de Quérigut - 2 : biotites des autres granitoïdes et des roches filoniennes acides.

Courbes de fusion minimum proposées pour les roches :

3 : granite de Quérigut - 4 : granites monzonitiques - 5 : granites à 2 micas.

M₁, ..., M₆ : points correspondant aux conditions limites de cristallisation des minéraux - Explication dans le texte.

Il est également possible, connaissant la valeur moyenne du rapport Ab/An de chacun des granites, de tracer les courbes cotectiques et minima eutectiques correspondants. Cependant, il serait indispensable de connaître la pression (sous forme de PH_2O) qui régnait lors de la cristallisation de ces roches. Nous ne possédons aucune indication permettant de la déterminer. Cependant étant donné la localisation du point représentatif du granite de Quérigut dans le diagramme Q - Or - Ab et compte tenu de son rapport Ab/An (5,1) la pression ne devait guère excéder 2500 bars. En effet étant donné le déplacement progressif du minimum eutectique en direction du pôle Ab lorsque la pression s'accroît, l'existence d'une pression supérieure à 2500 bars localiserait le granite de Quérigut dans le domaine de l'orthose qui serait ainsi le premier minéral quartzo-feldspathique à cristalliser. Ceci est contraire à l'ordre de cristallisation établi. Nous avons ainsi admis que les granites auraient cristallisé, du moins partiellement, à une pression de 2000 bars au maximum et reporté les courbes cotectiques et minima eutectiques correspondant à cette pression (fig. 59).

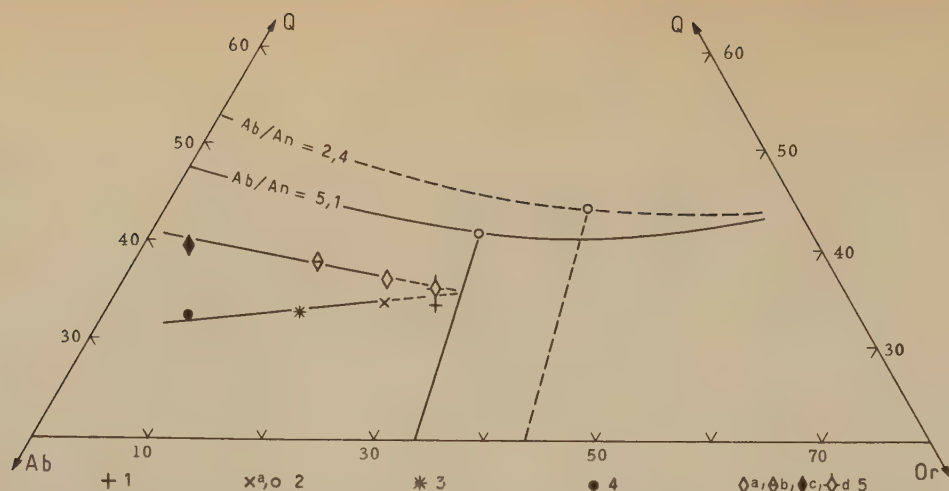


Fig. 59 - Etude thermodynamique des roches granitoïdes du Massif de Quérigut. - Localisation dans le diagramme de H. von Platen (1965) des points représentatifs des compositions moyennes des granitoïdes.

1 : granite de Quérigut - 2 : granites monzonitiques (a : faciès porphyroïde) - 3 : granodiorites - 4 : tonalites - 5 : granitoïdes méridionaux (a : granites monzonitiques - b : granodiorites - c : tonalites - d : faciès porphyroïdes).

Courbes cotectiques et minima eutectiques correspondant, pour une pression de 2000 bars au granite de Quérigut ($Ab/An = 5,1$) et aux granites monzonitiques ($Ab/An = 2,4$).

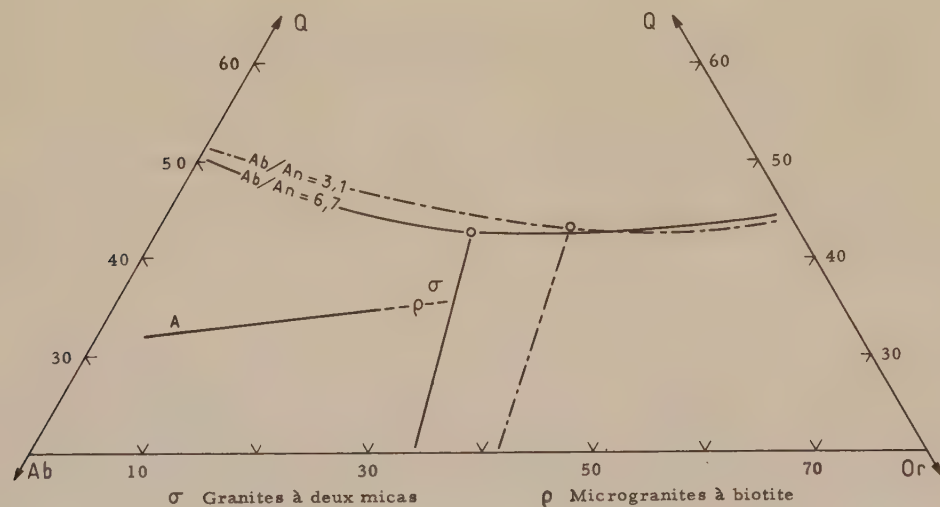


Fig. 60 - Etude thermodynamique de deux formations filoniennes acides du Massif de Quérigut dans le diagramme de H. von Platen (1965).

Courbes cotectiques et minima eutectiques correspondant à des pressions de 1000 bars pour les granites à deux micas ($Ab/An = 6,7$) et de 2000 bars pour les microgranites à biotite ($Ab/An = 3,1$).

A lignée dessinée par les granitoïdes septentrionaux : granites monzonitiques - granodiorites - tonalites - Voir fig. 58.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Q	34	34	35	33	33	36	38	39	35
Or	29	24	23	17	7	23	16	4	28
Ab	37	42	42	50	60	41	46	57	37
Ab/An	5,1	2,5	2,3	1,6	1,3	1,8	1,6	1,3	2,7

Tableau XXXV : Normes moyennes en Q, Or, Ab et rapports Ab/An des roches granitoïdes du Massif de Quérigut.

1) Granite de Quérigut - 2) Granite monzonitique porphyroïde - 3) Granite monzonitique - 4) Granodiorites - 5) Tonalites - 6 à 9) Granitoïdes méridionaux : 6) Granites monzonitiques - 7) Granodiorites - 8) Tonalites - 9) Faciès porphyroïdes -

Compte tenu de cette hypothèse, le point représentatif du granite de Quérigut se localise dans le domaine du plagioclase qui est le premier minéral à cristalliser. Nous ne pouvons fournir aucune indication à la fois sur la température à laquelle cette phase aurait commencé à cristalliser et sur les différentes étapes de la cristallisation du granite. Cependant comme au cours de l'étude pétrographique, nous avons montré l'antériorité du feldspath alcalin par rapport au quartz, il serait logique d'admettre que le magma résiduel aurait d'abord rejoint le plan cotectique des feldspaths (où le feldspath alcalin apparaît) puis le minimum eutectique (où le quartz commencerait à se développer). Par contre, compte tenu des études expérimentales de H. von PLATEN, il est possible d'estimer la température du minimum eutectique caractérisant la fin de la cristallisation du granite. Pour une pression de 2000 bars, elle serait d'environ 685°. D'autre part, à cette même pression, la biotite commencerait à apparaître vers 770°. Ainsi le granite de Quérigut aurait entièrement cristallisé dans un intervalle de température de 85°. La température estimée pour le minimum eutectique est très supérieure à celle que nous avons calculée au cours de l'étude minéralogique, par la méthode du thermomètre de Barth (570°). Plusieurs hypothèses peuvent être présentées pour expliquer ce décalage. Il se peut en premier lieu que les feldspaths soient demeurés à l'équilibre postérieurement à la cristallisation complète du granite. Par contre, la faible température fournie par la méthode de Barth est peut-être l'indice d'une cristallisation à l'état solide à une température inférieure à celle du point eutectique. Le granite de Quérigut résulterait alors de la recristallisation par un processus de granitisation de formations antérieures de nature indéterminée (M. ROUBAULT, 1963-1966, M. ROUBAULT et H. de la ROCHE, 1966-1968, V. MARMO, 1968). Etant donné nos connaissances actuelles, il nous est impossible de trancher entre ces hypothèses.

Il est cependant vraisemblable d'admettre que postérieurement à leur cristallisation, les minéraux et plus particulièrement le feldspath alcalin, ont subi une évolution importante. En effet, le feldspath alcalin a été d'une part soumis à un phénomène de démixtion donnant naissance aux perthites albitiques, d'autre part, ayant vraisemblablement cristallisé sous forme d'orthose, il s'est progressivement transformé en microcline, cette évolution montrant une intensité croissante de la bordure Nord du Massif vers le cœur.

La température de démixtion peut être déterminée à l'aide des courbes expérimentales de solvus (T.F.W. BARTH, 1962, P.M. ORVILLE, 1963). Compte tenu de sa teneur en albite, cette température, peu influencée, par l'action de la pression d'eau, devait être, pour le feldspath alcalin du granite de Quérigut, voisine de 550°. Cette température étant légèrement inférieure à celle que nous avons déterminée par la méthode de Barth, il apparaît que les feldspaths sont demeurés à l'équilibre, ou ont cristallisé, peu avant la démixtion du feldspath alcalin.

De nombreux auteurs ont étudié le problème de la transition dans les feldspaths alcalins entre l'état triclinique et l'état monoclinique cependant la température à laquelle cette transformation s'opérerait n'a pu être déterminée avec certitude, les mesures variant de 225° à 500° (voir T.F.W. BARTH, 1969). Même si nous tenons compte de la valeur la plus élevée (500°), la température de la transition orthose-microcline est sensiblement plus basse que celle que nous avons déterminée pour la démixtion du feldspath alcalin (550°). Ainsi l'évolution de l'orthose apparaît comme un épisode tardif dans l'histoire du granite de Quérigut sans pouvoir définir l'origine du phénomène responsable.

Les granites monzonitiques présentent, en admettant l'existence d'une pression d'eau de 2 kilobars au maximum, des caractères thermodynamiques relative-

ment proches de ceux du granite de Quérigut. Etant donné la localisation de leurs points moyens dans le diagramme de H. von PLATEN (fig. 59), il apparaît que le plagioclase a vraisemblablement cristallisé en premier. Compte tenu de leur rapport Ab/An, la température du minimum eutectique serait voisine de 700°. Nous retrouvons ici, avec un décalage encore plus important la différence, précédemment notée pour le granite de Quérigut, entre la température de l'eutectique et celle estimée par la méthode de BARTH (520°). Ce décalage pose là encore le problème de l'origine des granites monzonitiques. Etant donné leur teneur en albite, la température de démixtion du feldspath alcalin des granites monzonitiques déduite des courbes expérimentales de solvus serait approximativement de 480° donc légèrement inférieure à la température définie par le thermomètre de BARTH. Le dernier épisode de l'évolution des granites monzonitiques se marquant par la recristallisation du feldspath alcalin en microcline se serait déroulé postérieurement. Compte tenu de la courbe de stabilité de la biotite définie précédemment, nous en déduisons que la cristallisation principale des granites monzonitiques se serait déroulée à 2000 bars dans un intervalle de température d'environ 110° entre 810 et 700°.

β) *Les autres granitoïdes* (granodiorites, tonalites et granitoïdes méridionaux) : Etant donné la complexité de leur histoire de cristallisation, il n'est pas possible de reprendre pour cet ensemble de granitoïdes le schéma évolutif présenté pour les granites précédents. Nous avons en effet mis en évidence dans ces roches l'existence d'une double génération plus ou moins bien individualisée de plagioclase et de biotite. Ainsi la reconstitution de leurs conditions thermodynamiques de cristallisation nécessite en premier lieu de rechercher la nature du phénomène responsable de ce caractère pétrographique particulier.

Dans la partie septentrionale du Massif, cette double génération absente des granites monzonitiques (et le granite de Quérigut) apparaît progressivement en passant aux granodiorites puis aux tonalites, c'est-à-dire en se rapprochant des formations gabbro dioritiques en masses importantes (et de la zone complexe basique-acide). Par contre, les granitoïdes méridionaux, quelles que soient leur nature et leur localisation par rapport aux masses basiques qu'ils renferment, présentent tous à un degré plus ou moins important cette dualité de cristallisation. Ainsi les formations gabbro dioritiques ne peuvent être tenues ici comme seules responsables de ce phénomène.

Cette apparente opposition pose une question importante. La naissance des deux séries septentrionales et méridionales qui, malgré certains caractères distinctifs, présentent de grandes similitudes, peut-elle être liée à l'action de deux processus différents ? Afin de rechercher une réponse à cette question, nous étudierons ces deux ensembles successivement.

Etant donné leur localisation particulière, les tonalites septentrionales sont sans aucun doute apparues sous l'effet d'un phénomène induit par les roches gabbro dioritiques. Le rôle joué par les roches basiques peut être interprété suivant trois hypothèses distinctes. Selon la première, les tonalites pourraient représenter le produit final de la différenciation des roches basiques. La seconde supposerait l'existence d'une contamination soit par mélange, soit par échange métasomatique entre un magma acide et un magma basique mis en place simultanément. Enfin la troisième ferait dériver les tonalites d'un processus d'anatexie différentielle induit par les roches basiques lors de leur montée à travers un bati sialique pré-existant. Nous aborderons la discussion chimico-minéralogique de ces trois hypothèses dans le chapitre consacré à l'étude des relations entre roches basiques et roches acides. Nous nous contenterons de rechercher ici les exigences thermodynamiques imposées par l'hypothèse de fusion anatectique différentielle.

L'acceptation de cette hypothèse pour expliquer la genèse des tonalites supposerait que le "liquide" granitique produit au début du phénomène anatectique aurait été expulsé de la roche dans un premier temps. Puis les "restites" ainsi créées auraient été elles-mêmes, lors de la poursuite de l'anatexie, suffisamment mobilisées pour pouvoir disloquer et injecter les roches gabbro dioritiques plus compétentes. En vue de pouvoir déterminer les conditions thermodynamiques régnant lors de l'apparition du "liquide", il serait nécessaire de connaître sa composition et son importance. En effet, H. von PLATEN (1965) et H.H. STEUHL (1962) ont montré que la composition du liquide produit au cours d'expériences anatectiques changeait notablement lors du développement de la fusion ne suivant notamment pas une évolution linéaire. Etant donné la complexité de cette évolution, seuls les minima eutectiques ont pu être calés avec une précision notable du point de vue thermodynamique. Nous avons reporté dans le diagramme de H. von PLATEN (fig. 59) les points représentatifs des compositions moyennes des granodiorites et des tonalites méridionales. Ils constituent avec le point moyen des granites monzonitiques un excellent alignement. L'existence de cet alignement pose un problème particulier : il suppose en effet (compte tenu des résultats expérimentaux) que le liquide produit dans toute la zone affectée par l'anatexie aurait eu une composition constante. Ceci implique que la roche aurait partout atteint le même degré de fusion. Une telle supposition semble difficilement acceptable car la température induite dans le bâti sialique par les roches basiques décroissant progressivement à mesure que l'on s'en éloigne, on ne peut admettre que les roches aient pu atteindre le même degré de fusion. Il faudrait alors envisager l'existence d'une homogénéisation complète avant l'expulsion du liquide. D'autre part étant donné la grande différence chimique existant entre les granites monzonitiques et les tonalites, il serait nécessaire d'admettre l'expulsion d'une proportion très importante de liquide qui n'aurait pu être créé qu'à un stade avancé de la fusion. Le liquide n'étant plus alors représentatif du minimum eutectique du granite, nous ne pouvons déterminer (même si nous connaissions sa composition) les conditions thermodynamiques ayant régné lors de son apparition. Cependant, une estimation de la profondeur à laquelle les roches gabbro dioritiques auraient pu induire un phénomène anatectique dans un bâti granitique préexistant, peut être fournie grâce aux études théoriques de J.C. JAEGER (1957). En effet, cet auteur présenta des abaques montrant l'évolution de la température à laquelle sont soumises les roches encaissantes lors de l'intrusion des roches gabbroïques en fonction de la distance par rapport à ces dernières. La puissance de la couronne de granodiorites et de tonalites autour des masses gabbro dioritiques n'excède généralement pas 1/10 de leur diamètre. A cette distance, les roches granitiques auraient été soumises à des températures voisines de 660° et de 750° pour des profondeurs respectivement de 1,2 km et 5,5 km (correspondant à des pressions de 0,25 et 1,5 kbars). Compte tenu des expériences de A.J. PIWINSKII et P.J. WYLLIE (1968), la température eutectique des granites monzonitiques serait de 850° (pour 0,25 kbars) et de 730° (pour 1,5 kbars). Il apparaît ainsi que la fusion anatectique d'un bâti granitique préexistant à la mise en place des roches gabbro dioritiques n'aurait pu se dérouler qu'à une profondeur importante (de l'ordre de 5 à 6 km).

Il est à noter enfin que cette hypothèse anatectique permettrait de rendre compte des caractères minéralogiques particuliers des tonalites et plus particulièrement l'existence d'une double génération de plagioclase. En effet à la suite des premiers travaux expérimentaux de N.L. BOWEN (1913), H.S. YODER et al. (1957) ont montré que la fusion anatectique partielle d'un plagioclase en présence d'eau donnait naissance à un liquide ayant une composition plus sodique que le minéral initial, la fraction résiduelle étant par contre plus calcique. Si la recristallisation est rapide, le plagioclase calcique ne pourra pas ajuster sa composition avec celle de la nouvelle phase qui apparaît. Ainsi le nouveau cristal, tout en ayant une composition

globale identique à celle du minéral initial, sera hétérogène et constitué de l'association de deux phases distinctes. Ne disposant d'aucune information sur le comportement de la biotite au cours des phénomènes anatectiques, nous ne pouvons affirmer que les deux générations de ce minéral peuvent s'expliquer suivant un schéma comparable. Nous proposons cependant le schéma suivant lequel la biotite, ayant peut-être subi une fusion partielle, aurait alors libéré une partie de son titane qui aurait recristallisé juste avant la deuxième génération de mica sous forme de sphène.

En conclusion, la genèse des tonalites semble difficilement explicable sur le plan thermodynamique par la seule action d'un phénomène d'anatexie différentielle. Ceci n'exclut pas cependant la possibilité d'une anatexie induite en profondeur par les roches gabbro dioritiques lors de leur mise en place dans un bâti granitique pré-existant.

Le problème se pose de façon différente pour les granitoïdes méridionaux. En effet ils renferment quasi systématiquement une double génération de plagioclase et de biotite, d'autre part les faciès granodioritiques et tonalitiques ne sont pas strictement liés à la proximité des roches gabbro dioritiques qui ne peuvent être tenues pour seules responsables des caractères chimico-minéralogiques particuliers des granitoïdes méridionaux. Il est cependant possible, pour expliquer cela, de reprendre l'hypothèse anatectique présentée précédemment à condition de l'étendre à l'ensemble de la partie méridionale du Massif de Quérigut. Il importe donc, pour vérifier cette hypothèse, de déterminer les conditions thermodynamiques auxquelles les granites auraient été soumis durant l'orogénèse hercynienne. Une estimation peut être recherchée en nous basant sur le niveau de métamorphisme atteint par les septa métasédimentaires qu'ils renferment. Sans vouloir aborder ici l'étude détaillée du métamorphisme qui sera présentée en seconde partie de notre mémoire, nous nous contenterons de souligner la présence dans les micaschistes en septa de l'association paragenétique : biotite-andalousite-almandin (relativement pauvre en spessartine) - (cordiérite). Nous avons montré (J. LETERRIER et J.J. PREDALI, 1968) que cette paragenèse était liée à une première phase de métamorphisme syncinématique. Postérieurement, sous l'action d'une seconde phase métamorphique serait apparue de la sillimanite qui se développe partiellement aux dépens de l'andalousite. De telles associations seraient selon H. G.F. WINKLER (1965) l'indice d'un métamorphisme de moyenne pression de l'ordre de 5,5 à 7 kilobars. L'importance de telles pressions ne peut s'expliquer que par le caractère syncinématique des phases métamorphiques. Les températures correspondantes seraient de l'ordre de 550° à 650°. Ainsi, dans la partie méridionale du Massif de Quérigut, l'hypothèse d'une fusion anatectique du moins partielle pourrait être acceptée si l'on admet des conditions de métamorphisme particulièrement rigoureuses.

Dans le diagramme de H. von PLATEN (fig. 59), les points représentatifs des granitoïdes méridionaux constituent un alignement oblique par rapport à celui défini pour les granitoïdes septentrionaux. Ainsi nous nous retrouvons devant le même problème que précédemment pour pouvoir expliquer la genèse des tonalites par un processus d'anatexie différentielle. Nous reviendrons sur cette question dans le chapitre consacré à l'étude de l'évolution des granitoïdes méridionaux.

4) ETUDE THERMODYNAMIQUE DES FORMATIONS FILONIENNES

a) Introduction : Dans ce paragraphe, nous n'étudierons que deux formations filoniennes acides, les granites à deux micas et les microgranites à biotite. L'étude pétrographique a permis de définir pour les granites à deux micas un ordre de cristallisation équivalent à celui des roches granitiques et qui se serait traduit par l'apparition successive de la biotite, du plagioclase, du feldspath alcalin (qui semble avoir

cristallisé de façon primaire sous forme d'orthose), du quartz et enfin de la tourmaline. Par contre dans les microgranites à biotite, l'ordre de cristallisation est plus complexe étant donné l'existence de deux générations distinctes de biotite. Ceci nous a conduit à étudier séparément ces deux ensembles filoniens.

b) Les granites à deux micas : La biotite des granites à deux micas ayant une composition identique à celle des granites monzonitiques, nous pouvons admettre la même courbe de stabilité limite (fig. 58).

D'autre part, la connaissance de la norme moyenne des granites à deux micas, nous pouvons calculer leurs proportions en Q, Or, Ab (tableau XXXVI) et ainsi reporter leur point figuratif dans le diagramme de H. von PLATEN (fig. 60).

De plus, compte tenu de leur rapport Ab/An (égal à 6,7) nous pouvons tracer les courbes cotectiques et le minimum eutectique correspondant. Pour ce faire, il est indispensable de connaître la pression ayant régné lors de la cristallisation de ces roches. Si nous retenons la pression adoptée pour les granites (2 kilobars), le point représentatif des granites à deux micas se localise dans le domaine de l'orthose qui aurait dû être alors le premier minéral à apparaître, ce qui est contraire à l'ordre de cristallisation établi. Il est donc nécessaire d'admettre que la pression régnant alors devait être nettement inférieure. Nous avons, à partir de données de H. von PLATEN (1965) tracé les courbes cotectiques correspondant à une pression de 1000 bars (fig. 60). Le point représentatif des granites à deux micas se localise bien alors dans le domaine du plagioclase étant très proche de la ligne cotectique des feldspaths. Ainsi, dans ces conditions de pression, le feldspath alcalin serait apparu très rapidement après le début de la cristallisation du plagioclase. Ceci explique peut-être que le plagioclase puisse renfermer de petites inclusions de microcline. La température eutectique serait, pour une pression de 1000 bars d'environ 710°. Cette température est nettement supérieure à celle que nous avons déterminée, au cours de l'étude minéralogique, par la méthode du thermomètre de BARTH (630°). Un tel décalage ne peut s'expliquer que si l'on admet que les feldspaths ont pu demeurer à l'équilibre postérieurement à leur cristallisation. Cependant, l'équilibre ne s'est pas maintenu, comme dans le cas des granites précédents jusqu'à la démixtion du feldspath alcalin. En effet étant donné la teneur en albite de ce feldspath (28,5%) la température du solvus serait, en nous basant sur les études expérimentales de T.F.W. BARTH (1962) et de P.M. ORVILLE (1963), d'environ 580°. Enfin, le feldspath alcalin ayant cristallisé sous forme d'orthose (qui est encore présente dans les filons de granite à deux micas localisés à la bordure Nord du Massif) s'est tardivement transformée en microcline. Etant donné la grande imprécision des mesures expérimentales, il est impossible ainsi que nous l'avons souligné au cours de l'étude sur les granites, d'estimer la température de cette transformation. Comme ce phénomène présente les mêmes caractéristiques à la fois dans les granites et les filons de granite à deux micas, avec notamment une progression du Nord au coeur du Massif, il est vraisemblable d'admettre qu'il représente un épisode tardif de l'histoire évolutive du Massif. Enfin, compte tenu de la courbe de stabilité de leur biotite, les granites à deux micas auraient cristallisé à 1000 bars dans un intervalle de température d'environ 70° entre 780° et 710° (points M5 et M6, fig. 56).

	Granites à deux micas	Microgranites à biotite
Q	37	35
Or	27	27
Ab	36	38
Ab/An	6,7	3,1

Tableau XXXVI : Normes en Q, Or et Ab et rapports Ab/An de deux formations filoniennes acides du Massif de Quérigut.

c) Les microgranites à biotite : La reconstitution des conditions thermodynamiques de cristallisation des microgranites à biotite est beaucoup plus délicate que pour les granites à deux micas. En effet, ils se développent dans les tonalites qui les renferment, soit en filons nettement recoupants donc apparemment tardifs, soit en taches à contours flous (faciès porphyroïdes) semblant ainsi contemporains. D'autre part, les microgranites présentent une double génération de biotite, par contre nous n'avons relevé la présence que d'une seule génération de plagioclase (qui cependant est notablement zoné et présente parfois un "patchy-zoning"). Comme les microgranites sont constamment associés aux tonalites, nous pouvons admettre que la double génération de mica peut être liée, dans les deux formations à l'action d'un même phénomène. De plus, le point moyen des microgranites se localise, dans le diagramme de H. von PLATEN (fig. 60) le long de l'axe défini par l'alignement des points représentatifs des granites monzonitiques, des granodiorites et des tonalites. Il serait alors possible d'admettre que les microgranites représenteraient du moins partiellement le liquide granitique qui aurait été expulsé au cours du phénomène d'anatexie différentielle. Cependant étant donné la très faible abondance de ces formations par rapport aux tonalites, une telle hypothèse ne saurait être retenue sans d'expresses réserves.

B - Chapitre 3

ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE

INTRODUCTION : Le Massif de Quérigut a déjà fait l'objet, ainsi que nous l'avons noté dans l'introduction de notre mémoire, de deux études géochronologiques importantes.

M. ROUBAULT, F. LEUTWEIN et J. SONET (1963) ont mis en évidence, à partir de mesures $87\text{Rb}/87\text{Sr}$ effectuées sur les biotites de divers faciès de granitoïdes, l'existence de plusieurs âges apparents dans le Massif. En effet, les micas provenant de la partie Nord du Massif ont fourni des âges de 270 à 300 M.a. (Westphalien, Stéphanién). Par contre ceux de la partie méridionale ont été datés soit à 100-130 M.a. (Mésozoïque supérieur), soit à 70-80 M.a. (début du Cénozoïque). Les auteurs ont montré que cette évolution était sans aucun doute postérieure à la mise en place des granites car les faciès les plus jeunes sont localisés à proximité des grandes zones de fractures (et plus précisément de la faille de Mérens). A. VITRAC et J.C. ALLEGRE (1969) ont analysé par la méthode $87\text{Rb}/87\text{Sr}$ sur roches totales, divers échantillons provenant des Massifs granitiques de Mont Louis, Millas et Quérigut. Parmi les quatre échantillons du Massif de Quérigut, un a été prélevé au coeur du Massif et les trois autres dans la bordure Nord. Le premier se localise le long de l'isochrone définie par les échantillons représentatifs des deux autres Massifs. L'âge défini par cette isochrone serait voisin de 300 M.a., son rapport isotopique initial étant alors 0,710 (ce qui selon les auteurs traduirait l'existence dans ces granites d'une proportion importante de matériau crustal). Les trois autres par contre s'alignent suivant une isochrone différente qui, tout en étant parallèle à la précédente (déterminant ainsi un âge identique) a une ordonnée à l'origine de 0,7085. Le décalage ainsi apparu traduirait l'existence d'une notable contamination par du matériau basique.

Pour mener une étude géochronologique plus directement liée à l'état présent des connaissances sur le Massif, nous avons sélectionné 25 échantillons représentatifs des différents ensembles de roches granitoïdes distingués précédemment (Granite de Quérigut, granites monzonitiques, granodiorites, tonalites, granitoïdes méridionaux). Notre choix a été guidé par plusieurs impératifs différents. En premier lieu, nous avons retenu des roches aussi saines que possible afin d'éliminer au maximum l'action perturbatrice de l'altération (et plus précisément de l'altération hydrothermale). D'autre part, nous avons voulu que tous les faciès puissent être représentés, ainsi nous disposons d'échantillons de granites monzonitiques septentrionaux provenant à la fois de la bande localisée au Nord du granite de Quérigut et de celle qui se développe au Sud.

Les échantillons se répartissent ainsi (1) :

6 proviennent du granite de Quérigut : S363, S626, S6181, S6234, S6236 et L861.

6 illustrent le granite monzonitique porphyroïde. Parmi ceux-ci un seul, S639, provient de la bande Nord ; les autres S54, S66, S68, S611 et S616 de la bande Sud.

5 représentent le granite monzonitique. Quatre échantillons S6123, S6139, S6248 et S6249 proviennent de la bande Nord et S65 de la bande Sud.

2 caractérisent les granodiorites S61 et L820, ces échantillons ayant été sélectionnés comme témoins pour illustrer ce faciès dans les études précédentes.

2 représentent les tonalites, L95 et L912 également choisis comme témoins.

4 enfin caractérisent les granitoïdes méridionaux. Parmi ceux-ci, L715 représente un granite monzonitique, L829 et L854 des granodiorites et L461 une tonalite.

Afin de compléter notre étude, nous avons ainsi que nous le verrons ultérieurement, analysé les phases minérales (biotite et orthose) extraites de deux échantillons de granites (granite de Quérigut et granite monzonitique porphyroïde) et 6 échantillons illustrant d'une part les roches gabbro dioritiques et les microgranites à biotite d'autre part.

I - PRESENTATION DES RESULTATS

Les mesures Rb/Sr sur roches et sur minéraux séparés ont été effectuées par le Laboratoire de Géochronologie du C.R.P.G., selon les procédures décrites par J. SONET (1967). Les résultats géochronologiques (tableau XXXVII) ont été reportés graphiquement sur le diagramme classique de L.O. NICOLAYSEN (1962) (fig. 61). L'examen de la répartition dans ce diagramme des différents ensembles de roches granitoïdes met en lumière plusieurs particularités singulières.

Les échantillons du granite de Quérigut constituent un ensemble bien individualisé se distinguant très nettement des granites monzonitiques, ce qui constitue une preuve supplémentaire du comportement particulier de ce faciès granitique. Les points représentatifs des roches analysées s'alignent de façon quasi-parfaite déterminant une isochrone à 365 M.a. $\pm 3,4$ dont l'ordonnée à l'origine, correspondant au rapport isotopique initial, est égale à 0,7102.

Les granites monzonitiques septentrionaux apparaissent par contre fortement dispersés. Cette dispersion, supérieure aux écarts analytiques, ne montre aucune corrélation ni avec le type pétrographique (faciès porphyroïde ou non) ni avec la localisation des échantillons. Dans l'ensemble des granites monzonitiques, trois groupes peuvent être distingués. Le premier est constitué de 6 échantillons (S54, S68, S611, S616, S65 et S6249) qui définissent de manière excellente une isochrone à 405 M.a. $\pm 4,3$ dont l'ordonnée à l'origine est égale à 0,7128. Le second groupe est formé par les trois échantillons (S639, S66 et S6248) qui s'alignent le long d'une nouvelle isochrone à 398 M.a. $\pm 3,3$ dont l'ordonnée à l'origine est égale à 0,7161. N'étant établie qu'à partir de trois points, cette isochrone est contestable, cependant il est important de noter que l'âge qu'elle définit, est très proche de celui qui a été établi précédemment. Le dernier groupe enfin est constitué de deux échantillons S6123 et S6139 qui se localisent nettement en-dessous de l'isochrone à 405 M.a. Etant donné leur localisation particulière et leur proximité, il ne saurait

(1) La localisation exacte de ces échantillons figure dans le plan d'échantillonnage en annexe.

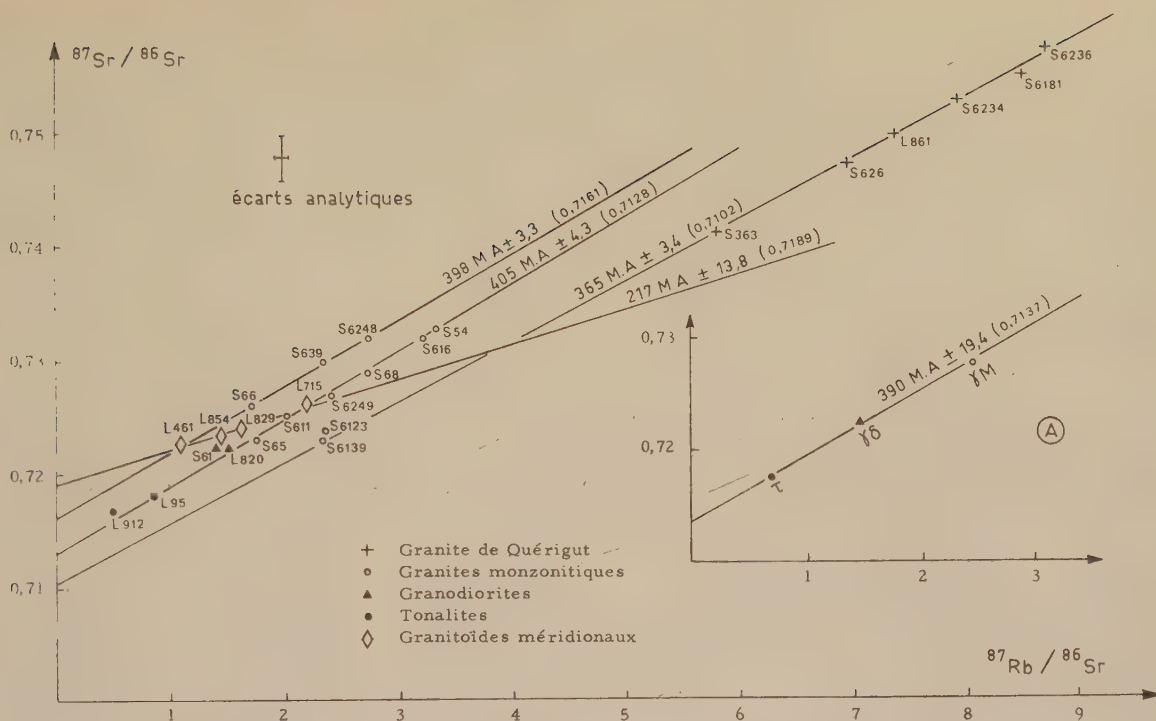


Fig. 61 - Diagramme géochronologique (L. O. Nicolaysen, 1962) des granitoïdes du Massif de Quérigut.

(A) : Mise en évidence de l'isochrone à 390 M.A. $\pm$ 19,4 définie par l'alignement des points moyens des granites monzonitiques (YM), des granodiorites (Yδ) et des tonalites (T).

être question de définir pour ces deux échantillons une nouvelle isochrone et par conséquent de leur attribuer un âge apparent valable.

Les points représentatifs des granodiorites (S61 et L820) et des tonalites (L95 et L920) se localisent à l'intérieur de la bande délimitée par les deux isochrones définies par les granites monzonitiques ; de plus, ils se décalent progressivement en direction des faibles valeurs des rapports $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ et $87\text{Sr}/86\text{Sr}$. Une telle répartition reflète bien l'existence d'une série continue depuis les granites monzonitiques jusqu'aux tonalites, ce qui est conforme aux observations présentées au cours de notre étude géochimique. Cette série apparaît de façon encore plus nette grâce aux points moyens de ces trois ensembles. Ils constituent en effet un bon alignement déterminant une isochrone à 390 M.a. $\pm$ 19,4 dont l'ordonnée à l'origine est égale à 0,7137. Compte tenu des écarts analytiques et du petit nombre d'échantillons dont nous disposons pour illustrer les granodiorites et les tonalites, l'âge ainsi déterminé est tout-à-fait identique à celui qui a été défini pour les granites monzonitiques.

Les quatre échantillons qui illustrent les granitoïdes méridionaux se localisent, dans le diagramme à proximité de leurs équivalents septentrionaux. Cependant alors que l'échantillon de granite monzonitique se localise sur l'isochrone à 405 M.a., les points représentatifs des granodiorites et de la tonalite tendent à s'en écarter progressivement. Ils tendent ainsi à s'aligner le long d'une isochrone très oblique par rapport aux précédentes déterminant un âge beaucoup plus récent à 217 M.a. $\pm$ 13,8 avec un rapport isotopique initial de 0,7189.

Granite de Quérigut - Isochrone Roches Totales : 365 M.a. $\pm$ 3,4 (0,7102)*					
Echantillons	Rb t. ppm	Sr t. ppm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	Age (0,7102)
S363	198	99	5,8316	0,7415	365
S626	212	88	6,9669	0,7475	364
S6181	233	79	8,5247	0,7550	358
S6234	227	83	7,9657	0,7532	367
S6236	234	78	8,7361	0,7577	370
L861	213	84	7,3860	0,7502	368
Granites monzonitiques I - Isochrone Roches Totales : 405 M.a. $\pm$ 4,3 (0,7128)*					
Echantillons	Rb t. ppm	Sr t. ppm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	Age (0,7128)
S54**	180	156	3,3370	0,7329	409
S65	125	213	1,7066	0,7230	407
S68**	162	171	2,7354	0,7289	399
S611**	139	198	2,0261	0,7251	411
S616**	172	151	3,2244	0,7320	404
S6249	151	179	2,4164	0,7270	398
Granites monzonitiques II - Isochrone Roches Totales : 398 M.a. $\pm$ 3,3 (0,7161)*					
Echantillons	Rb t. ppm	Sr t. ppm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	Age (0,7161)
S66**	112	188	1,7128	0,7261	396
S639**	141	173	2,3509	0,7300	401
S6248	148	156	2,7450	0,7321	396
Granites monzonitiques III					
Echantillons	Rb t. ppm	Sr t. ppm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	
S6123	144	176	2,3648	0,7239	
S6139	144	178	2,3416	0,7230	

Tableau XXXVII : Résultats des mesures géochronologiques sur les roches granitoïdes du Massif de Quérigut - Analyses CRPG-Nancy

Les mesures sont normalisées sur la base d'un Sr de rapport 87Sr/86Sr = 0,1194 avec $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$

* Rapports isotopiques initiaux calculés

** Granites monzonitiques porphyroïdes.

Granodiorites (1) et tonalites (2) - Isochrone Roches totales : 390 M.a. $\pm 19,4$ (0,7137)*					
Echantillons	Rb t. ppm	Sr t. ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age (0,7137)
(1) [S61	121	247	1,4125	0,7223	414
[L820	120	230	1,5094	0,7225	379
(2) [L95	87	292	0,8658	0,7180	339
[L912	74	425	0,5004	0,7169	435
Granitoïdes méridionaux - Isochrone Roches totales : 217 M.a. $\pm 13,8$ (0,7189)*					
Echantillons	Rb t. ppm	Sr t. ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age (0,7189)
(1) L715	134	177	2,1936	0,7260	219
(2) [L829	111	200	1,6090	0,7242	222
[L854	110	219	1,4513	0,7232	199
(3) L461	97	255	1,0996	0,7227	232

Tableau XXXVII : Résultats des mesures géochronologiques sur les roches granitoïdes du Massif de Quérigut (Suite)

Faciès représentés dans les granitoïdes méridionaux :

- 1) Granite monzonitique - 2) Granodiorites -
- 3) Tonalite -

Nous avons ainsi pu définir dans l'ensemble des granitoïdes trois familles d'isochrones distinctes déterminant trois âges apparents différents. Ainsi la série déterminée par les granites monzonitiques, les granodiorites et les tonalites serait datée à 390 M.a., le granite de Quérigut à 365 M.a. et les granitoïdes méridionaux (série granite monzonitique, granodiorite et tonalite) à 217 M.a. Si nous admettons que les valeurs ainsi obtenues représentent l'âge réel des différentes formations nous en déduisons, en nous basant sur l'échelle géochronologique de HOLMES (1964) (tableau XXXVIII) que l'ensemble constitué par les granites monzonitiques, les granodiorites et les tonalites se serait mis en place à la limite entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur, le granite de Quérigut serait apparu durant l'Eifélien, les granitoïdes méridionaux se seraient enfin développés à la limite du Permien et du Trias.

Ces résultats apparaissent en nette contradiction non seulement avec les mesures précédemment effectuées sur le Massif mais également avec le schéma généralement adopté pour l'histoire évolutive de la Zone Primaire Axiale des Pyrénées. En effet, la plupart des auteurs estiment que la mise en place des massifs granitiques qui apparaissent dans cette Zone, se serait effectuée durant la phase asturienne (datée entre 290 et 300 M.a.) de l'orogénèse hercynienne. D'autre part, on ne connaît pas dans les Pyrénées de phase de déformation majeure entre le Cambrien et l'orogénèse hercynienne (l'orogénèse calédonienne ne semblant notamment pas s'être manifestée). Les mesures sont d'autre part en contradiction avec le fait

190-195			
	Supérieur 205 Moyen 215 Inférieur		
225	TRIAS		Phase palatine
	Supérieur 240 Inférieur		
280	PERMIEN		Phase saalienne
	Stéphanien 290 - 295 Westphalien 310 - 315 Namurien 325 Viséen 335 - 340 Tournaisien		Phase asturienne Phase erzgebirgienne Phase sudète Phase bretonne
345	CARBONIFERE		
	Famennien 353 Frasnien 359 Eifélien 370 Emsien 374 Siégénien 390 Gedinnien		
395	DEVONIEN		Phase ardennaise
430-440	SILURIEN		Phase taconique
	Caradoc 445 Arenig		
500	ORDOVICIEN		Phase sarde

OROGENESE

HERCYNIEUNE

OROGENESE

CALEDONIEUNE

Tableau XXXVIII : Echelle géochronologique partielle définie
au Symposium de HOLMES (1964)

que les sédiments (s'étageant depuis le Cambro-Silurien jusqu'au Dinantien) qui constituent l'encaissant du Massif de Quérigut et apparaissent en septa dans sa partie méridionale, sont affectés par un important métamorphisme polyphasé d'âge hercynien. De plus, parmi les différentes phases de ce métamorphisme, une au moins semble pouvoir être reliée directement à l'action d'un métamorphisme de contact (J. LETERRIER et J.J. PREDALI, 1968).

Nous notons enfin que des âges antéhercyniens ont cependant été mis en évidence dans les Pyrénées. En effet, dans les Massifs du Canigou et de l'Agly, A. VITRAC et J.C. ALLEGRE (1971) ont déterminé des âges de 550 et de 580 M.a. D'autre part, E. JAGER et H.J. ZWART (1968) ont montré que les gneiss des Massifs de l'Aston et de l'Hospitalet proviendraient de la remobilisation d'un granite ordovicien (475 M.a.). De telles mesures tendraient à confirmer l'existence de paléosocles antéhercyniens dans les Pyrénées (G. GUITARD et M. FONTEILLE, 1964).

II - ESSAI D'INTERPRETATION

La diversité des âges obtenus et les contradictions mises en évidence dans le paragraphe précédent traduisent sans aucun doute la grande complexité de l'histoire évolutive du Massif de Quérigut. Une telle complexité doit nous inciter à une grande prudence quant à l'interprétation de nos mesures géochronologiques.

1) PROBLEME DE L'INTERPRETATION DES MESURES GEOCHRONOLOGIQUES : L'interprétation des mesures géochronologiques sur les ensembles ignés est souvent délicate. En effet pour qu'une isochrone soit représentative de l'âge réel de ces formations, plusieurs conditions devraient être remplies. En premier lieu, l'ensemble rocheux doit avoir été isotopiquement homogène lors de la fermeture générale du système correspondant à sa cristallisation. D'autre part, il est nécessaire que le système n'ait subi aucune réouverture par parties ou en totalité lors de son évolution isotopique. Plusieurs facteurs peuvent contrarier ces conditions, nous retiendrons les plus importants : la contamination et le métamorphisme.

a) Influence de la contamination : Nous allons montrer sur un exemple théorique le rôle très important que peut jouer, du point de vue géochronologique, une contamination considérée comme hétérogénéité de caractère linéaire.

Nous supposons qu'à l'échelle de la masse rocheuse, la fermeture du système au temps T_0 , a été précédée d'une contamination non uniforme (le système est alors isotopiquement hétérogène). Le modèle le plus simple est celui d'une contamination en proportions variables d'une masse A de composition isotopique I_A (par exemple un magma sialique) par une masse B de composition isotopique I_B (par exemple une intrusion basique) avec développement de faciès intermédiaires $A_1, A_2, \dots$ selon le modèle linéaire porté sur la fig. 62A. Si le système est fermé à ce stade et si nous mesurons les compositions isotopiques au temps présent T' , nous les trouvons sur une série d'isochrones parallèles (dont la pente est fonction de $T_0 - T'$) en A', A'_1, A'_2 et B' , intersections de ces isochrones et des droites de pente -1 passant par A, A_1, A_2 et B (la somme $87Rb + 87Sr$ est constante). La droite AB coupe l'axe des ordonnées en T_0 . On démontre géométriquement que les points A', A'_1, A'_2 et B' sont également alignés sur une droite passant par T_0 . De toute évidence, ce deuxième alignement n'a pas les caractères d'une isochrone et ses relations avec l'âge $T_0 - T'$ ne sont qu'indirectes. C'est lui cependant qui sera mis en évidence par les mesures géochronologiques, avec la tentation de l'interpréter comme une isochrone. Dans le cas de la figure présentée, on aurait ainsi un âge fortement surestimé.

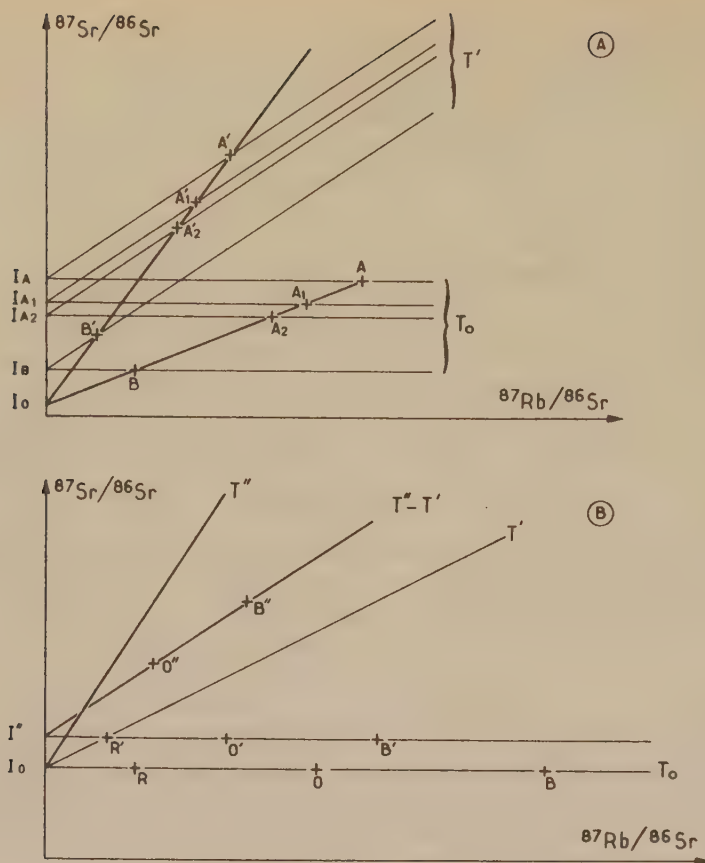


Fig. 62 - Diagrammes géochronologiques (L.O. Nicolaysen, 1962).

Etude théorique de l'évolution isotopique de roches ignées sous l'influence d'une contamination (A) et d'un métamorphisme (B). Explication dans le texte.

Dans ces diagrammes nous avons supposé que les échelles en abscisse et en ordonnée étaient égales, ainsi les droites de vieillissement des roches et des minéraux sont parallèles à la seconde bissectrice.

b) Influence d'un métamorphisme postérieur à la cristallisation : A la suite des études de H.W. FAIRBAIN et al. (1961), S. MOORBATH (1965) a montré que l'action d'une phase métamorphique sur une roche ignée, postérieurement à sa cristallisation, tendait à modifier profondément la distribution des éléments radiogéniques dans ses phases minérales. Nous illustrons ce phénomène à l'aide d'un exemple théorique (fig. 62 B).

Le cas envisagé est celui où les roches évoluent en circuit fermé tandis que leurs minéraux peuvent subir des ouvertures sous l'influence d'épisodes métamorphiques, avec redistribution entre les espèces minérales sans migration à distance. Le modèle le plus simple est celui où l'homogénéité de composition isotopique du strontium est réalisée à l'intérieur de chaque roche lors de sa fermeture au temps T_0 . Tous les minéraux (O et B) se distribuent alors sur une même horizontale du diagramme sur laquelle se trouve évidemment la roche (R) qu'ils composent. Si la roche et ses minéraux évoluaient en fonction du temps en circuit fermé, tous se retrouveraient au temps T'' , correspondant à l'époque de la mesure, sur une même isochrone. S'il y a eu ouverture des minéraux au temps intermédiaire T' , sans ouverture de la roche, seul son point figuratif R'' se trouvera en fait sur cette isochrone. En ce qui concerne les minéraux, deux cas sont alors possibles.

1er cas : Les redistributions entre les espèces minérales au temps T' s'accompagnent d'une homogénéisation isotopique du strontium. Au moment de leur nouvelle fermeture, les minéraux (O' et B') sont alors sur une même horizontale en même temps que la roche dans l'état intermédiaire (R'). Au temps T'' , l'isochrone obtenue à partir des minéraux (O'' et B'') et de la roche (R'') qu'ils constituent, n'indique que l'âge $T''-T'$, c'est-à-dire celui du métamorphisme qui a provoqué l'ouverture des minéraux. Il est à noter que le rapport isotopique initial défini par cette isochrone est supérieur à celui qui existait lors de la fermeture initiale du système.

2ème cas : Si par contre les redistributions entre les phases minérales laissent subsister une hétérogénéité isotopique du strontium et si l'on admet que la linéarité est conservée entre la roche et ses minéraux, l'isochrone obtenue au temps T'' indiquera un âge intermédiaire entre celui de la cristallisation de la roche et celui du métamorphisme.

2) AGE DES ROCHES GRANITOÏDES DU MASSIF DE QUÉRIGUT : Compte tenu des observations précédentes, il importe de discuter de la représentativité des mesures géochronologiques effectuées sur les granitoïdes du Massif de Quérigut. Etant donné le très important décalage apparu entre les faciès septentrionaux et méridionaux, nous aborderons l'étude de leurs propriétés dans deux paragraphes distincts :

a) Les granitoïdes septentrionaux : Avant de discuter des âges obtenus par les mesures géochronologiques sur l'ensemble des granitoïdes septentrionaux, nous devons aborder le problème de la dispersion importante présentée par les granites monzonitiques.

α) *Problème de l'hétérogénéité des granites monzonitiques* : En premier lieu, nous ne notons aucune corrélation entre la répartition des échantillons dans le diagramme géochronologique (fig. 61) et les variations de leurs compositions chimiques (fig. 63). Par contre, dans le diagramme représentant les variations de Rb total en fonction de Sr total, nous relevons l'existence d'alignements tout-à-fait conformes aux deux isochrones définies (fig. 64). D'autre part, les quatre échantillons S639, S6249, S6123 et S6139 qui proviennent tous des granites monzonitiques (S639 appartenant au faciès porphyroïde) localisés au Nord du granite de Quérigut, ont des teneurs sensiblement équivalentes en Rb t. et Sr t. Dans le diagramme géochronologique, leurs points représentatifs se localisent le long d'une même verticale. Il apparaît ainsi que ces roches ne se distinguent du point de vue isotopique que par leur teneur en ^{87}Sr . Il est important de rappeler que les granites monzonitiques de cette partie Nord du Massif sont fortement affectés par un phénomène d'altération hydrothermale. Cette altération, quoique très peu sensible du point de vue chimico-minéralogique dans les échantillons analysés, est peut-être responsable de la décroissance de ^{87}Sr . En effet, cet élément moins fortement lié aux phases minérales que les autres éléments (majeurs et traces) peut migrer plus aisément hors des roches. Par contre, l'altération hydrothermale ne se manifestant pas au Sud du granite de Quérigut, ne peut-être tenue pour responsable de la dispersion des autres granites monzonitiques et plus particulièrement des échantillons S65 et S66 qui se distinguent d'autre part du point de vue de leurs teneurs en Rb t. et Sr t. (fig. 64). Ainsi cette distinction traduit vraisemblablement l'existence d'une hétérogénéité initiale des granites monzonitiques. L'origine de cette hétérogénéité nous est inconnue car elle semble indépendante de la structure en bande définie lors de l'étude géochimique. Pour résoudre ce problème, il serait nécessaire de disposer d'un nombre beaucoup plus important d'échantillons.

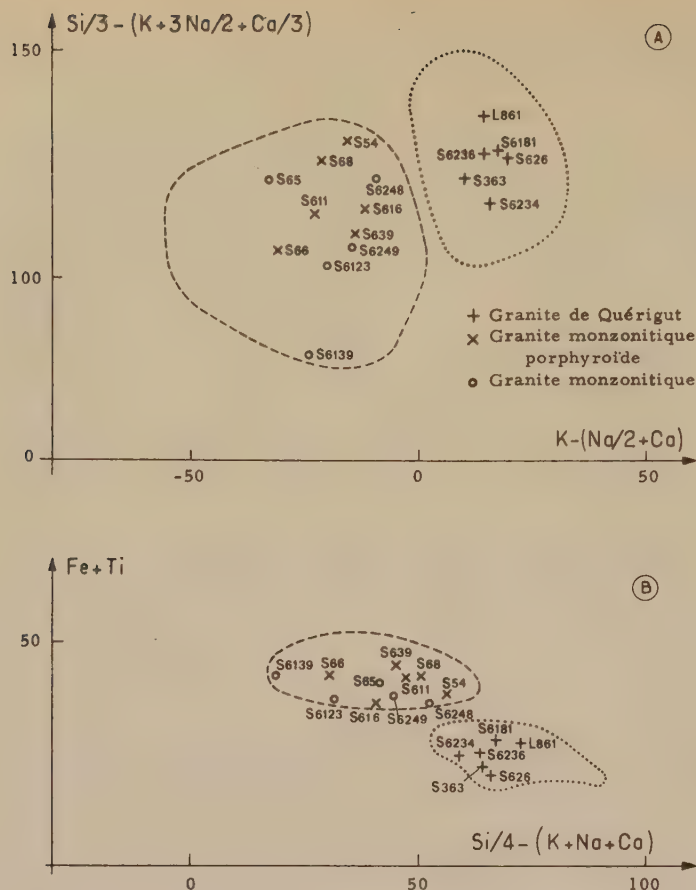


Fig. 63 - Diagrammes chimico-minéralogiques des alcalins (A) et du fer (B).

Etude de la dispersion des échantillons du granite de Quérigut et des granites monzonitiques sélectionnés pour les mesures géochronologiques.

Par contre, le granite de Quérigut apparaît comme une unité beaucoup plus homogène, en effet, nous retrouvons dans le diagramme $\text{Rb t.}/\text{Sr t.}$ l'alignement défini dans le diagramme géochronologique. Nous notons d'autre part que cet alignement est nettement oblique par rapport à ceux qui sont apparus dans les granites monzonitiques ce qui confirme une nouvelle fois la nette individualisation du granite de Quérigut. Nous notons enfin que dans ce même diagramme les points représentatifs des granodiorites et des tonalites tendent à s'écarter progressivement des alignements constitués par les granites monzonitiques sous l'effet d'un important enrichissement en Sr.

Dans les paragraphes suivants, nous aborderons successivement deux problèmes. Le premier se rapporte à la signification de l'isochrone définie par la succession des points moyens des granites monzonitiques, des granodiorites et des tonalites. Le second concerne la différence d'âge apparue entre le granite de Quérigut et les granites monzonitiques.

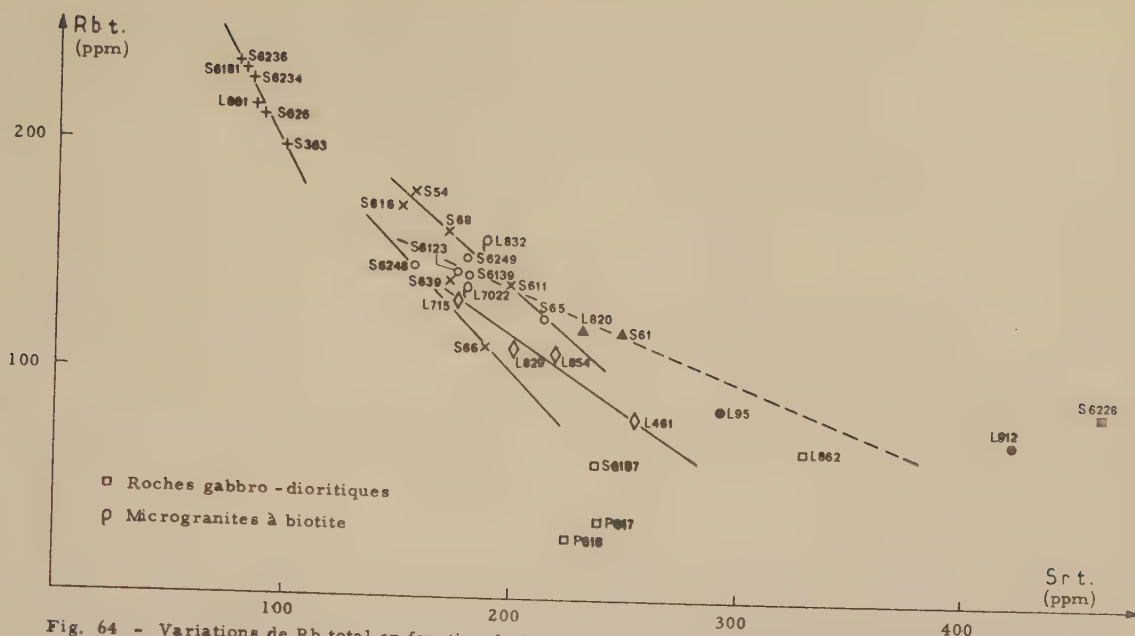


Fig. 64 - Variations de Rb total en fonction de Sr total dans les échantillons de granitoides de roches gabbro-dioritiques et de microgranites à biotite sélectionnés pour l'étude géochronologique.
Légende des roches granitoides cf. fig. 61.

β) La séquence granite monzonitique - granodiorite - tonalite - Ages "roches totales" et schémas génétiques : L'alignement défini par la succession granites monzonitiques - granodiorites - tonalites n'est pas quelconque car il traduit l'évolution chimico-minéralogique des granites à l'approche des masses gabbro dioritiques. Ainsi, compte tenu de l'étude théorique précédente, il serait logique d'admettre que l'alignement mis en évidence ne serait pas représentatif des roches mais traduirait l'existence d'une hétérogénéité isotopique linéaire induite par les roches basiques sur les roches granitiques.

Dans l'hypothèse la plus simple, il y aurait contamination graduelle entre les granites et les formations basiques, les granodiorites et les tonalites étant deux états intermédiaires. Le modèle correspondant a été schématisé sur la fig. 62A, avec les granites et les roches gabbro dioritiques en B, les granodiorites et les tonalites respectivement en A₁ et A₂. Pour retenir cette hypothèse, il faudrait toutefois que, d'après leur composition isotopique actuelle B', les roches basiques soient sur le prolongement de l'alignement observé A', A'₁ et A'₂ (correspondant à γM, γδ, τ, fig. 61A). Cinq échantillons de gabbro (P618) et de diorites quartzifères (P617, L862, S6187 et S6228) ont fait l'objet d'analyses isotopiques (tableau XXXIX) afin de préciser ce point très important pour l'interprétation générale. On peut voir sur la fig. 65 que ces roches sont nettement à l'écart et en-dessous de la droite granites monzonitiques - granodiorites - tonalites (dite "isochrone à 390 M.a."). L'hypothèse d'une contamination par simple mélange en proportions variables ne saurait être retenue pas plus que celle d'une série magmatique continue entre diorites quartzifères et tonalites.

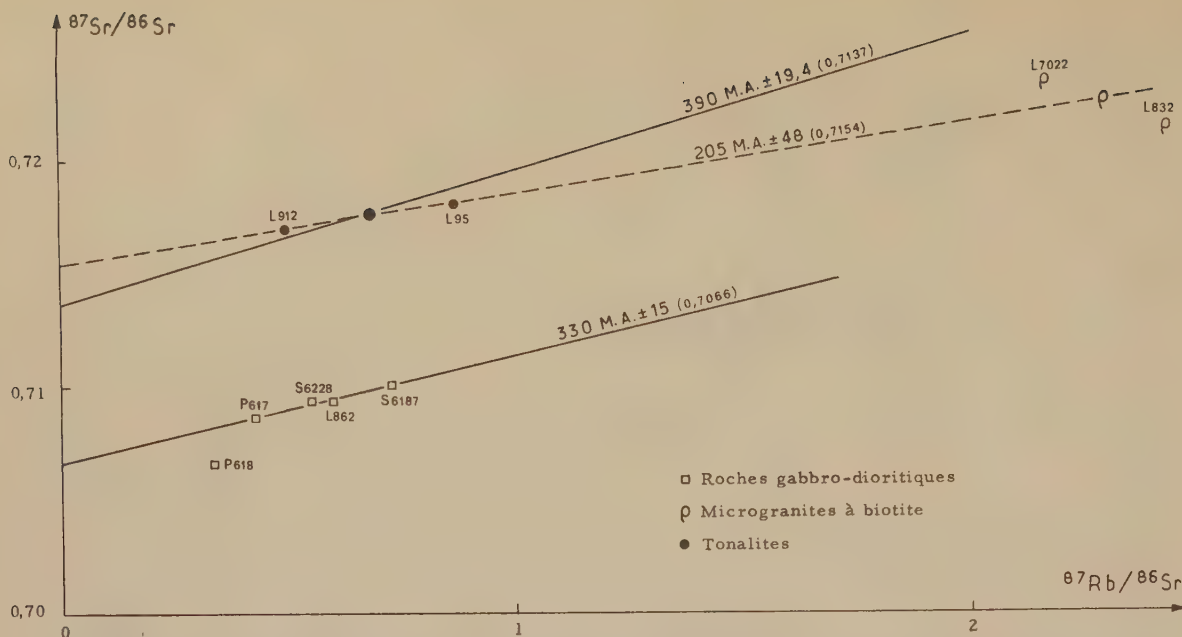


Fig. 65 - Diagramme géochronologique de L. O. Nicolaysen (1962) - Localisation des roches gabbro-dioritiques et des microgranites à biotite par rapport à l'isochrone (390 M.a.) définie par l'alignement des points moyens des granites monzonitiques des granodiorites et des tonalites.

Ces observations n'éliminent cependant pas complètement toute possibilité de contamination sous la forme, non d'un simple mélange mais bien plutôt d'échanges métasomatiques plus complexes. Rappelons en effet qu'au cours de l'étude géochimique, il est apparu que la tendance évolutive II des diorites quartzifères (tendance siliceuse à fer décroissant) était opposée à celle de la succession granites monzonitiques - granodiorites - tonalites et peut être complémentaire de cette tendance par un mécanisme de double échange. Les diorites quartzifères d'une part et les granitoïdes d'autre part auraient constitué à la suite de ces échanges deux séries linéaires distinctes du type AB (fig. 62A) non nécessairement parallèles entre elles. Il en résulterait deux fausses isochrones A'B' et c'est peut-être ainsi qu'il convient d'interpréter les deux droites 390 M.a. et 330 M.a. de la fig. 65, la première relative aux granitoïdes et la seconde, moins bien définie, aux diorites quartzifères. Dans les deux cas, l'âge réel pourrait être inférieur à l'âge indiqué par ces fausses isochrones, le décalage étant fonction de la pente des droites AB, plus marqué sans doute pour les granitoïdes que pour les diorites quartzifères.

On peut encore envisager (troisième hypothèse) que la succession granite monzonitique - granodiorite - tonalite résulte d'une anatexie graduelle d'un bâti sialique granitique au pourtour des intrusions basiques le traversant, avec expulsion (mobilisation et départ vers le haut) de quantités croissantes de "mobilisats" potassiques au fur et à mesure de l'élévation de la température au voisinage des intrusions basiques. Il faudrait alors admettre que ce mécanisme soit accompagné d'un fractionnement isotopique de Sr aboutissant à une séquence linéaire du type AB (fig. 62), A étant dans ce cas les mobilisats expulsés, B les tonalites, A₁ le granite ayant subi l'anatexie et A₂ les granodiorites. Au cours de l'étude pétrographique et géochimique, nous avons montré que les microgranites à biotite, associés aux tonalites et aux bordures des masses gabbro dioritiques ont certains caractères qui

Gabbro (1) et diorites quartzifères (2) - Isochrone 330 M.a $\pm$ 15 (0,7066)*					
Echantillons	Rb t. ppm	Sr t. ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age (0,7066)
(1) P618	20	224	0,3315	0,7066	?
(2) {	P617	34	0,4256	0,7086	333
	L862	72	0,5939	0,7094	310
	S6187	62	0,7295	0,7101	326
	S6228	98	0,5476	0,7094	347
Microgranites à biotite - Isochrone 205 M.a $\pm$ 48 (0,7154)*					
Echantillons	Rb t. ppm	Sr t. ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age (0,7154)
L832	166	188	2,4338	0,7213	165
L7022	132	179	2,1638	0,7233	275

Tableau XXXIX : Résultats des mesures géochronologiques sur les roches gabbro-dioritiques et les microgranites à biotite du Massif de Quérigut. Analyses CRPG, Nancy.

* Rapports isotopiques initiaux.

permettraient de les interpréter comme des mobilisats d'une anatexie différentielle donnant naissance aux tonalites. Deux de ces microgranites (L832 et L7022) ont fait l'objet d'analyses isotopiques. On peut voir (fig. 65) qu'ils se disposent à l'écart de la droite 390 M.a. sur laquelle sont alignés, les granites, granodiorites et tonalites. Ces données ne s'accordent donc pas avec un schéma d'anatexie différentielle pour expliquer le couple tonalite - microgranite.

Cependant, les observations de terrain montrent des relations génétiques nettes entre ces deux formations. S'agirait-il d'une différenciation magmatique et non des deux termes résultant d'une anatexie ? L'interprétation classique des diagrammes géochronologiques indiquerait alors 205 M.a. $\pm$ 48 pour cette série avec une fois de plus un âge peu compatible avec l'ensemble des données régionales.

Les données Rb/Sr sur les roches totales nous fournissent donc un ensemble d'indications importantes du point de vue pétrogénétique, en permettant d'écarter certaines hypothèses, mais il faut bien souligner que leur interprétation géochronologique paraît extrêmement aventurée au moins dans le cas de la séquence granite monzonitique - granodiorite - tonalite (+ microgranites) qui se développe au voisinage des masses dioritiques.

γ) Le granite de Quérigut - Age relatif par rapport à la séquence précédente : Le granite de Quérigut pose de son côté deux problèmes importants. En effet, son âge apparent (365 M.a.) et son rapport isotopique initial (0,7102) sont sensiblement inférieurs à ceux des granites monzonitiques.

La différence de 35 M.a. apparue entre les deux ensembles granitiques peut être expliquée de deux façons distinctes. En premier lieu, le granite de Quérigut est

peut-être réellement plus jeune que les granites monzonitiques sans toutefois affirmer que son isochrone détermine son âge réel. En faveur d'une telle hypothèse, nous rappelons que, à sa bordure Nord le granite de Quérigut recoupe très nettement les structures géochimiques mises en évidence dans les granites monzonitiques. Par contre, il est également possible d'envisager que, les deux ensembles granitiques étant sensiblement contemporains, le granite de Quérigut aurait évolué isotopiquement de façon différente des granites monzonitiques. En effet, étant géochimiquement nettement distinct de ce second ensemble et ne renfermant que peu de masses gabbro dioritiques, il aurait pu être moins "vieilli" artificiellement. Là encore, nous ne disposons d'aucune donnée nous permettant de trancher entre ces deux hypothèses.

D'autre part, le granite de Quérigut étant sensiblement plus acide que les granites monzonitiques, son rapport isotopique initial devrait normalement être plus élevé; or il est inférieur. De nouveau, deux possibilités s'offrent à nous pour expliquer ce décalage. Il peut en premier lieu avoir été induit sous l'effet de l'évolution isotopique particulière des deux ensembles granitiques. Cependant si l'on admet que les isochrones obtenues ne reflètent qu'un phénomène de vieillissement artificiel, il en résulte que, les granites monzonitiques étant plus affectés par ce phénomène que le granite de Quérigut, leur rapport isotopique initial aurait été plus abaissé (fig. 62 A). Dans ces conditions, il serait plus logique d'admettre que cette différence reflète plus l'existence d'une composition isotopique particulière des granites monzonitiques qui pourraient notamment être plus riches en matériau crustal.

b) Les granitoïdes méridionaux : Ne disposant que de quatre échantillons pour illustrer les granitoïdes méridionaux, l'isochrone qu'ils définissent est sujette à caution. Toutefois, l'alignement particulier défini par la succession granite monzonitique (L715), granodiorites (L829 et L854), tonalite (L461) reflète exactement les singularités de cette série telles qu'elles sont apparues lors de l'étude géochimique. Nous avons en effet montré que la série méridionale, tout en présentant des caractères communs avec celle définie par les granitoïdes septentrionaux (granites monzonitiques - granodiorites - tonalites) et convergeant avec elle au pôle granitique, s'en écartait progressivement en passant aux granodiorites puis aux tonalites. Il est apparu que ce décalage progressif pouvait être relié à l'action croissante d'une contamination sédimentaire. Dans le diagramme géochronologique, l'échantillon L715 se localise bien dans le domaine des granites monzonitiques et plus précisément sur l'isochrone à 405 M.a. (fig. 61). Par contre, les deux échantillons de granodiorite (L829 et L854) et surtout la tonalite (L461) s'en écartent sensiblement. Il serait ainsi logique de conclure que la singularité de cette "isochrone" vis-à-vis de celle que définissent les équivalents septentrionaux des granitoïdes méridionaux refléterait plus l'action d'une contamination d'origine sédimentaire qu'une différence d'âge.

c) Etudes isotopiques sur les minéraux séparés : Ainsi que nous l'avons montré au cours de notre étude théorique précédente, l'étude géochronologique des phases minérales d'une roche donnée doit permettre de dater le dernier événement important de son histoire. Toutefois, cette phase ne peut-être datée avec précision que si lors de la fermeture complète du système à cette époque, les minéraux étaient isotopiquement homogènes.

Afin de tenter de caler géochronologiquement le dernier événement majeur auquel auraient été soumises les roches granitiques du Massif de Quérigut dans sa partie septentrionale, nous avons analysé les feldspaths alcalins et les biotites provenant de deux échantillons particulièrement sains et localisés loin des masses gabbro dioritiques. Le premier (S363) illustre le granite de Quérigut et le second (S54) le granite monzonitique porphyroïde (tableau XL). Dans le diagramme géochronologique (fig. 66)

les points représentatifs des minéraux de chaque faciès et celui de la "roche totale" d'où ils proviennent, s'alignent sensiblement définissant ainsi deux isochrones très proches qui déterminent un âge de 295 M.a. $\pm$ 12 pour le granite de Quérigut et de 280 M.a. $\pm$ 22 pour le granite monzonitique porphyroïde. Compte tenu des âges ainsi obtenus, nous vérifions bien que le dernier événement majeur subi par les granites septentrionaux est représenté par l'orogénèse hercynienne. Par contre, ainsi que l'ont montré les mesures de M. ROUBAULT et al. (1963), les minéraux des granitoïdes méridionaux et plus particulièrement les biotites ont sans aucun doute été soumis à des réouvertures partielles ou totales nettement postérieures qui semblent correspondre en majeure partie à un important rejeu des accidents tectoniques à des époques soit tardi hercyniennes, soit pyrénéennes.

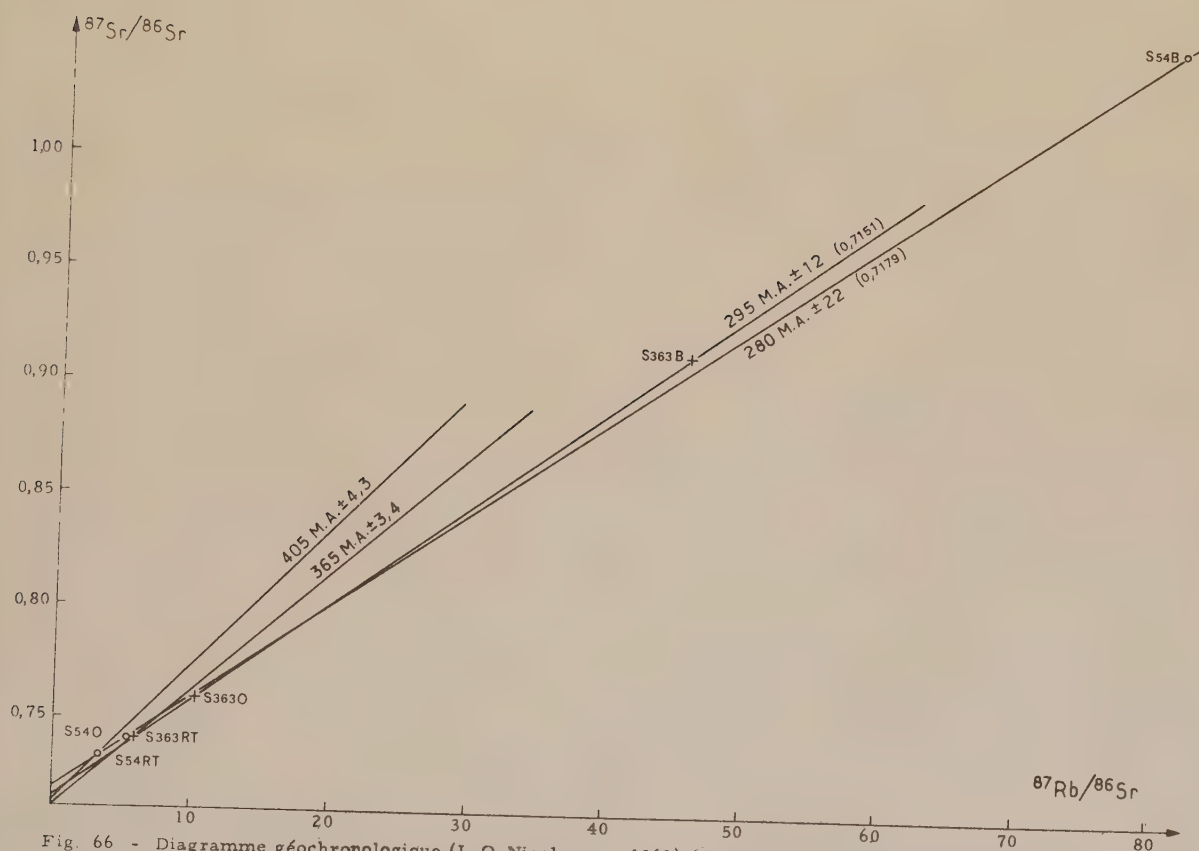


Fig. 66 - Diagramme géochronologique (L. O. Nicolaysen, 1962) des minéraux de deux granites du Massif de Quérigut
 S363 RT : granite de Quérigut - S54 RT : granite monzonitique porphyroïde - O : feldspaths alcalins - B : biotites -

Granite de Quérigut S363 - Isochrone : 295 M.a. $\pm$ 12 (0,7151)*					
Echantillon	Rb t.(ppm)	Sr t.(ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	Age (0,7151)
Roche totale	198	99	5,8316	0,7415	308
Biotite	849	67	45,790	0,9138	295
Feldspath alcalin	421	119	10,219	0,7582	287
Granite monzonitique porphyroïde S54 - Isochrone : 280 M.a. $\pm$ 22 (0,7179)*					
Echantillon	Rb t.(ppm)	Sr t.(ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	Age (0,7179)
Roche totale	180	156	3,3370	0,7329	303
Biotite	720	26	81,650	1,0552	280
Feldspath alcalin	354	184	5,5782	0,7401	270

Tableau XL : Résultats des mesures géochronologiques sur les phases minérales principales extraites de deux échantillons de granite (granite de Quérigut et granite monzonitique porphyroïde) - Analyses CRPG-NANCY.

* Rapports isotopiques initiaux

III - CONCLUSION DES ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES

Malgré l'abondance des données géochronologiques dont nous disposons, il ne nous est pas possible d'apporter une réponse au problème de l'âge des roches granitoïdes qui constituent le Massif de Quérigut. Il est en effet apparu que les "isochrones" obtenues semblaient plus refléter une évolution isotopique particulière sans doute induite par les roches gabbro dioritiques que l'âge réel de ces formations. Il faudrait cependant admettre que cette action se soit manifestée du point de vue isotopique dans l'ensemble des faciès granitiques.

L'hypothèse la plus logique consisterait à admettre que les granites d'âge véritablement hercynien (âge déterminé par les phases minérales) constituaient lors de la fermeture du système des ensembles isotopiquement hétérogènes. L'apparition de cette hétérogénéité à caractère linéaire ayant pu apparaître sous l'influence des corps basiques se mettant en place de façon quasi simultanée.

L'âge plus récent du granite de Quérigut et son caractère recoupant peuvent de plus être expliqués à la fois par une mise en place légèrement plus tardive durant l'orogénèse hercynienne et une évolution légèrement différente de celle des granites monzonitiques sous l'influence du phénomène de "vieillissement". Cependant plusieurs problèmes demeurent sans solution, notamment celui concernant l'action réelle des corps basiques sur les formations granitiques et celui du rapport isotopique initial particulier des granites monzonitiques.

Enfin la grande différence d'âge apparaissant entre la série septentrionale et méridionale semble pouvoir être liée à un processus de contamination sédimentaire ce qui traduit un mode d'évolution particulier de ces roches granitoïdes.

C. TYPOLOGIE DES ROCHES IGNEES

C - Chapitre 1

INTRODUCTION

Au cours des études précédentes nous avons défini les caractères pétrographiques, chimiques, minéralogiques et géochronologiques des principales formations ignées qui constituent la majeure partie du Massif de Quérigut. La mise en évidence dans ces différents ensembles, de particularités singulières a permis de poser les problèmes de leur origine et de leurs relations mutuelles. La résolution de ces problèmes est fondamentale pour la reconstitution de l'histoire évolutive, vraisemblablement très complexe, du Massif de Quérigut.

En nous basant sur les modèles établis soit à partir d'observations sur des complexes ignés, soit sur des études expérimentales, nous aborderons dans ce chapitre trois grands problèmes posés par les roches ignées du Massif de Quérigut.

- Origine et évolution des roches gabbro-dioritiques et des formations ultrabasiques associées,
- origine des granites. Caractères particuliers des granitoïdes méridionaux
- Rapports entre roches acides et roches basiques.

C - Chapitre 2

ORIGINE ET EVOLUTION DES ROCHES GABBRO-DIORITIQUES ET DES FORMATIONS ULTRABASIQUES ASSOCIEES

INTRODUCTION : Les études pétrographiques et géochimiques ont montré que les formations gabbro-dioritiques du Massif de Quérigut ne pouvaient être considérées com-

me des faciès d'endomorphisme et qu'il convenait au contraire de les attribuer à un magmatisme basique ce qui conduit à les comparer aux complexes doléritiques ou basaltiques. L'affinité est particulièrement nette avec le magmatisme basique des séries "calco-alcalines". Ceci se marque par le caractère franchement hypoferrifère et par contre hyperalumineux des formations étudiées et par la très forte prédominance des termes dioritiques (ou andésitiques) vis à vis des termes gabbroïques (ou basaltiques). D'autre part les formations ultrabasiques, présentant des caractéristiques chimico-minéralogiques proches des roches gabbro-dioritiques qui les renferment, leur sont très vraisemblablement reliées génétiquement. Enfin, malgré l'imprécision de notre étude thermodynamique il apparaît que cet ensemble aurait commencé à cristalliser à grande profondeur, la cristallisation s'étant poursuivie tout au long de sa mise en place.

Afin d'expliquer la diversité des types pétrographiques qui composent le complexe basique-ultrabasique du Massif de Quérigut, il faut éclairer les deux aspects suivants : nature et origine du magma initial, nature du (ou des) phénomène évolutif responsable de l'apparition des différents faciès.

Les affinités existant entre les roches étudiées et les complexes basaltiques nous conduiront à faire très largement usage des nombreuses études effectuées sur la genèse et l'évolution des magmas basiques.

I - DONNEES SUR LA CLASSIFICATION, L'ORIGINE ET L'EVOLUTION DES ROCHES BASALTQUES

1) DISTINCTION DES GRANDES FAMILLES DE BASALTES : A la suite de l'étude de très abondants complexes basaltiques à la fois dans les domaines continentaux et océaniques, les pétrologistes ont reconnu depuis longtemps l'existence de plusieurs grands types de magmas basaltiques s'individualisant par leurs caractères chimiques et minéralogiques. C'est ainsi qu'ont été distingués les basaltes alcalins, les basaltes tholéïtiques et les basaltes hyperalumineux.

Récemment plusieurs tentatives de classification chimico-minéralogique et de nomenclature des basaltes ont été présentées par plusieurs auteurs (H. KUNO 1960, 1967, H.S. YODER et C.E. TILLEY, 1962, G.A. MAC DONALD et T. KATSURA, 1964). Ainsi YODER et TILLEY ont montré que la plupart des types basaltiques pouvaient être localisés dans le tétraèdre : quartz-diopside - forstérite - néphéline. Ces quatre termes représentent en effet les phases majeures (calculées à partir de la catanorme) des principaux minéraux constituant les basaltes. Afin de généraliser leur classification, les auteurs ont groupé les minéraux magnésiens avec leurs équivalents ferrifères et l'anorthite avec l'albite qui se localise dans le tétraèdre en position intermédiaire entre le quartz et la néphéline (1). Dans le nouveau tétraèdre ainsi constitué (quartz - clinopyroxène - olivine - néphéline) se localisent deux plans importants (fig. 67). Le premier (défini par les trois pôles clinopyroxène plagioclase et olivine) appelé plan critique de sous-saturation de la silice sépare le domaine de dispersion des basaltes tholéïtiques sur-saturés et saturés de celui des basaltes alcalins. Ce plan est très important car les études expérimentales ont montré que, dans les conditions superficielles où cristallisent généralement les basaltes, il ne pouvait être franchi par une roche basaltique au cours de son évolution. Le second, défini par les pôles clinopyroxène,

(1) De même l'orthopyroxène se localise en position intermédiaire entre le quartz et l'olivine.

plagioclase, orthopyroxène, appelé plan de sur-saturation de la silice sépare le domaine des basaltes tholéitiques quartzifères de celui des basaltes tholéitiques à olivine. Les basaltes hyperalumineux ne se localisent pas comme les précédents dans un des domaines définis ci-dessus. Ils apparaissent, dans le tétraèdre à proximité du pôle plagioclase aussi bien dans le domaine tholéitique que dans le domaine alcalin (1).

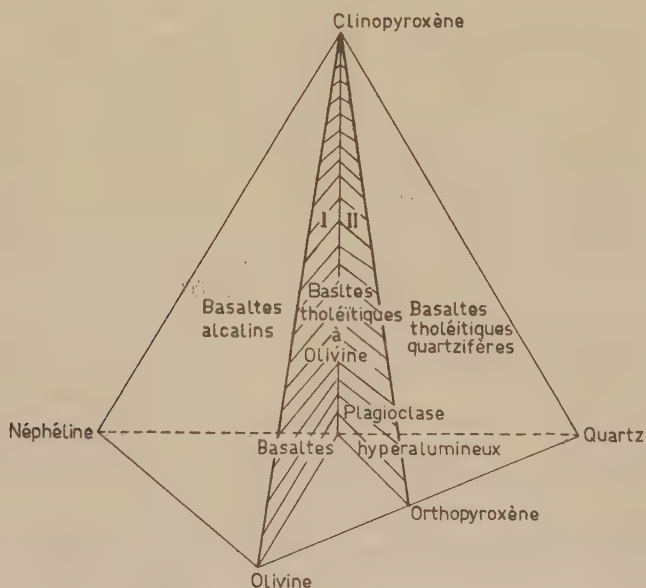


Fig. 67 - Tétraèdre clinopyroxène - quartz - olivine - néphéline utilisé par H. S. Yoder et C. E. Tilley (1962) pour la classification chimico-minéralogique des basaltes.

Mise en évidence des plans importants séparant les domaines de dispersion des différents basaltes : I : Plan critique de sous-saturation de la silice - II : Plan de saturation de la silice.

Cependant, l'application d'une telle classification à des ensembles basaltiques est fréquemment très délicate étant donné la grande complexité de leur histoire évolutive. Il conviendrait en effet dans chaque cas, de déterminer sans aucune ambiguïté les termes initiaux d'une série basaltique les distinguant notamment des produits liés aux processus de différenciation. Si cette distinction est aisée pour les termes felsitiques extrêmes de l'évolution des basaltes, il n'en est pas de même pour les premiers à apparaître. En effet, il existe un grand risque de confusion quand un critère chimique donné pour spécifique d'une souche basaltique se retrouve dans les premiers produits de différenciation d'une souche basaltique différente. C'est notamment le cas pour les basaltes andésitiques et les andésites ferriphères (représentant les premiers produits de différenciation des basaltes tholéitiques), qui étant relativement riches en alcalins, en fer et en titane tendent à converger avec les basaltes alcalins. Il importe donc, ainsi qu'il est souligné dans l'article présentant les nouveaux diagrammes sélectionnés pour notre étude géochimique (J. LETERRIER et H. de la ROCHE, 1972), de rechercher en vue d'une classification chimico-minéralogique des basaltes, des caractères

(1) Ainsi pour YODER et TILLEY les Hawaïtes termes des séries alcalines seraient équivalentes aux basaltes hyperalumineux des séries tholéitiques ou calco-alcalines.

dont la divergence s'accroît lors des premiers stades de la différenciation. Une tentative pour résoudre ce problème est représentée par les deux diagrammes chimico-minéralogiques dont la conception a été définie au début du chapitre consacré à l'étude géochimique des roches ignées.

Dans le premier diagramme (fig. 68A) les points représentatifs du quartz, du clinopyroxène sensiblement confondu avec l'anorthite, de la néphéline et de l'olivine se localisent aux sommets d'un quadrilatère très allongé. Un tel quadrilatère peut être envisagé comme représentant la projection sur le plan du diagramme du tétraèdre de classification de H.S. YODER et C.E. TILLEY (1) (1962). Le plan de projection est défini par deux axes dont l'un passe par l'arête quartz-olivine et dont l'autre coupe la ligne Ab-An en un point voisin de An 60. Il recoupe donc le plan olivine-clinopyroxène (anorthite)-albite, équivalent au plan critique de sous-saturation suivant une ligne olivine-An 60 que nous appellerons "droite critique". Il est très important de noter que la ligne ainsi définie ne peut jouer un rôle discriminant comparable à celui du plan critique de sous-saturation de la silice que pour des roches dont les points représentatifs se localisent, dans le tétraèdre, à proximité du plan du diagramme (défini par les deux axes OX et OY). C'est généralement le cas pour les termes basaltiques dont le plagioclase a une composition voisine de An 60. Par contre lorsque les roches s'écartent sensiblement de ce plan (notamment sous l'effet d'un enrichissement en albite du plagioclase) la ligne ne joue plus le rôle de "droite critique" et peut être franchie. C'est ce qui apparaît, ainsi que nous le verrons plus loin, lors de la différenciation des basaltes tholéïtiques et calcoalcalins. Afin de tester ce diagramme nous avons reporté les points représentatifs de 50 basaltes (alcalins, tholéïtiques et hyperalumineux) interprétés comme les termes initiaux des divers complexes basaltiques.

Les basaltes alcalins se localisent dans une aire de dispersion affectant sensiblement la forme d'un ellipsoïde, situé au-dessous de la ligne Ol-An 60, dont l'allongement est très oblique par rapport à cette ligne. Les basaltes tholéïtiques(2) sont par contre tous situés au-dessus de la ligne Ol-An 60 et se regroupent dans une aire de dispersion également ovale dont l'allongement est, contrairement au précédent, sensiblement parallèle à la "droite critique". Nous notons de plus que les basaltes hyperalumineux se localisent sans aucune discontinuité dans le prolongement du domaine des basaltes tholéïtiques en direction des plagioclases. Il apparaît ainsi que la ligne Ol-An 60 joue bien sans ce diagramme le rôle de "droite critique" équivalent à celui du plan critique de sous-saturation du quartz dans le tétraèdre de YODER et TILLEY.

Dans le second diagramme (fig 68B), étant donné que la position des minéraux ferromagnésiens, et plus particulièrement l'olivine et le clinopyroxène, ne peut être fixée avec exactitude nous ne pouvons tracer ni le tétraèdre Q- Ol - CP_x -Ne

-
- (1) Dans notre représentation le plagioclase n'est pas réduit à un point mais est éclaté en ses deux constituants, l'albite se localisant sur la ligne quartz-néphéline et l'anorthite étant sensiblement confondue avec le clinopyroxène.
 - (2) Il est à noter que les basaltes tholéïtiques du Japon (H. KUNO, 1961) se distinguent, dans ce diagramme, des autres basaltes tholéïtiques étant nettement décalés par rapport à ceux-ci en direction de la ligne CP_x - Ol (ou CP_x - OP_x).

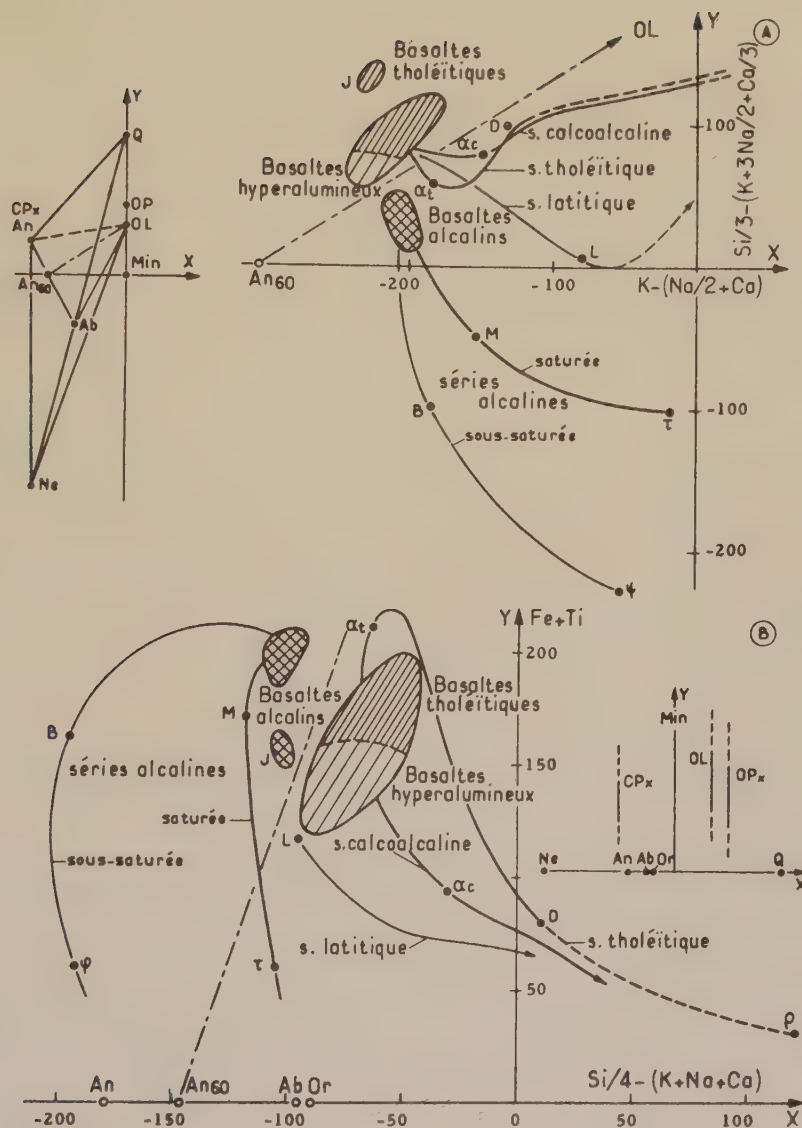


Fig. 68 - Diagrammes chimico-minéralogiques des alcalins (A) et du fer (B).
Aires de dispersion des trois grandes familles de basaltes initiaux (tholéïtiques - alcalins - hyperalumineux) - Séries de différenciations moyennes.

ni le plan critique CP_x-P-01 . Il en est de même pour la "droite critique" représentant, comme précédemment, l'intersection du plan critique par celui du diagramme. Cependant là encore les domaines de dispersion des basaltes alcalins (1) et des basaltes tholéïtiques sont nettement distincts. Il est donc possible de tracer entre ces deux ensembles une ligne approximative qui, passant par le point An 60, représenterait la "droite critique". Enfin, là encore, les basaltes hyperalumineux se localisent sans discontinuité dans le prolongement des basaltes tholéïtiques en direction des plagioclases.

2) ORIGINE ET EVOLUTION EN PROFONDEUR DES BASALTES : Depuis plusieurs décades de nombreux pétrologistes ont étudié le problème de l'origine des basaltes initiaux qui donnent naissance, sous l'effet principal de la différenciation magmatique dans des conditions profondes ou superficielles, aux abondants complexes basaltiques. Ainsi ont été présentées de nombreuses hypothèses souvent divergentes (2). En effet certains auteurs font dériver les différents basaltes d'un même magma initial (tholéïtique ou alcalin), d'autres par contre envisagent l'existence de différents magmas initiaux distincts, enfin, plus récemment, quelques pétrologistes ont émis l'hypothèse selon laquelle les basaltes seraient issus de la fusion partielle en profondeur de diverses formations basiques (amphibolites, éclogites) ou ultrabasiques (péridotites).

Les études expérimentales récentes sur les basaltes, dans des conditions anhydres ou en présence d'eau et sous des pressions moyennes à fortes, semblent constituer un mode d'approche particulièrement intéressant pour l'étude de l'origine des basaltes et de leur évolution en profondeur. Ainsi, à la suite des études expérimentales de H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962) dans le domaine des faibles pressions et de leurs propres travaux à moyenne et forte pression, D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1967) ont montré que les basaltes pouvaient être générés sous l'action de deux processus différents.

En premier lieu les basaltes peuvent résulter de la fusion partielle du manteau péridotique (pyrolite) à différents niveaux structuraux. Une fusion partielle à grande profondeur (35 à 70 km.) donnerait naissance à un basalte alcalin puis, avec l'accroissement des produits de fusion, à un basalte tholéïtique. Par contre une fusion partielle à une profondeur moyenne (30 km.) se traduirait par le développement d'un basalte hyperalumineux.

D'autre part les basaltes tholéïtiques et alcalins ainsi créés peuvent également, sous l'effet d'une cristallisation fractionnée, donner naissance à de nouveaux magmas. Ainsi un basalte tholéïtique soumis à de fortes pressions donnerait naissance, par cristallisation fractionnée d'enstatite alumineuse à un basalte alcalin. Par contre à de moyennes pressions ce même basalte tholéïtique évoluerait en direction d'un basalte hyperalumineux par cristallisation fractionnée d'olivine, d'orthopyroxène et d'un peu de clinopyroxène. Enfin un basalte alcalin, dans un domaine de moyenne à forte pression, donnerait naissance, par cristallisation fractionnée de clinopyroxène, à une basanite (ou hawaïte).

(1) Dans ce diagramme par contre ce sont les basaltes alcalins du Japon qui se singularisent vis à vis des basaltes alcalins normaux étant déficitaires en fer et en titane.

(2) Une revue détaillée de ces hypothèses a été présentée par H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962).

Afin de bien définir les caractéristiques chimico-minéralogiques des tendances évolutives des basaltes sous l'effet de la cristallisation fractionnée à différentes pressions nous avons reporté dans les deux représentations graphiques choisies les points représentatifs de deux basaltes types sélectionnés par D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD et des divers magmas apparus lors des expériences (fig. 69A et B). Dans le diagramme des alcalins (fig. 69A) l'évolution du magma tholéitique à moyenne pression (9 k.bars) est tout à fait conforme à l'allongement de l'ensemble constitué par les échantillons types de basaltes tholéitiques et hyperalumineux (fig. 68A). Par contre dans le diagramme du fer (fig. 69B) la tendance évolutive du basalte tholéitique est très oblique par rapport à l'allongement défini ci-dessus elle tendrait par contre à converger vers les basaltes alcalins. Ceci est lié au fait que l'évolution du basalte tholéitique à 9 k.bars se déroule à fer constant tandis que la transition entre les basaltes tholéitiques et les basaltes hyperalumineux est marquée par une nette décroissance du fer (et du titane). Cette différence est peut-être due au fait que les expériences de D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD ont été conduites dans des conditions entièrement anhydres donc, selon E.F. OSBORN (1959) sous faible pression partielle d'oxygène. Dans ces conditions les minerais ne peuvent apparaître dans les premiers cristallisats ainsi le fer demeure stable au cours de l'évolution du magma. Il en résulte ainsi qu'un magma tholéitique ne peut donner naissance à un basalte hyperalumineux par cristallisation fractionnée à moyenne pression que si la pression partielle d'oxygène est suffisamment élevée. Les évolutions du magma tholéitique à fortes pressions (13,5 à 18 k.bars) sont peu différentes de celle que nous venons de définir et elles ne présentent, du moins dans le diagramme des alcalins, aucune convergence avec le domaine des basaltes alcalins (fig. 69A). Etant donné la position des différentes phases minérales dans ce diagramme il apparaît qu'une telle convergence n'est possible que si une proportion importante de clinopyroxène apparaît dans les cristallisats (plus de 50 %). Comme la proportion de clinopyroxène dans les cristallisats s'accroît parallèlement à l'augmentation de la pression, une convergence avec les basaltes alcalins existe peut-être dans le domaine des très fortes pressions (supérieures à 30 k.bars).

L'évolution du basalte alcalin sous l'effet de la cristallisation fractionnée en profondeur varie relativement peu suivant la pression à laquelle il est soumis (fig. 69 A et B). Dans le diagramme des alcalins (fig. 69A) l'évolution moyenne est également conforme à l'allongement de l'aire de dispersion des basaltes alcalins types (fig. 68A) et tend à converger vers le pôle des Hawaïtes représentant les équivalents des basaltes hyperalumineux. Dans le diagramme du fer (fig. 69B) nous retrouvons le problème du jeu particulier du fer (et du titane) et ainsi celui de l'influence du rôle joué par la pression partielle d'oxygène.

L'existence d'une certaine proportion d'eau dans un magma en profondeur tend à modifier de façon très importante son évolution au cours des phénomènes de cristallisation fractionnée. Ainsi, à la suite des importants travaux de H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962), D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1968) ont défini expérimentalement l'évolution d'un même magma dans des conditions anhydres puis en présence d'eau sous des pressions de 10 à 18 k.bars. A titre d'exemple nous avons reporté (fig. 69A et B) les deux évolutions d'un basalte hyperalumineux dans des conditions anhydres (à 18 k.bars) puis en présence d'eau (à 10 k.bars). Les deux tendances évolutives ainsi définies sont nettement distinctes. Du point de vue chimique la principale différence entre les deux séries est marquée par le jeu du fer qui tend à croître au cours de l'évolution dans des conditions anhydres et qui diminue progressivement au cours de l'évolution en présence d'eau (tableau XLI). Les caractères minéralogiques de ces deux tendances évolutives ont été déterminés à l'aide de la mésonorme

de BARTH (1) (tableau XLI). La comparaison des termes extrêmes des deux séries montre que la tendance évolutive dans des conditions anhydres se distingue de la seconde par une croissance nettement plus faible de la silice et, en contrepartie plus forte du plagioclase (dont la composition est plus albitique) et de la biotite (le rapport biotite sur hornblende augmente alors très fortement). Nous notons enfin que l'évolution du basalte en présence d'eau présente des caractères sensiblement identiques à ceux des séries calcoalcalines définies ci-après.

3) EVOLUTION SUPERFICIELLE DES BASALTES - SERIES DE DIFFERENCIATION : La diversité des types pétrographiques qui constituent les séries basaltiques est très généralement reliée à l'action de la différenciation magmatique par cristallisation fractionnée dans des conditions plus ou moins superficielles. La différenciation peut cependant parfois être sensiblement modifiée par des processus différents, et plus particulièrement par des phénomènes de contamination.

Il n'est pas dans notre intention de présenter ici une revue détaillée des études sur les caractères très divers des séries de différenciation des complexes basaltiques nous contentant de souligner quelques traits généraux dominants. Sous l'action de la différenciation par cristallisation fractionnée un magma initial donne naissance à divers types de roches ignées constituant une série bien définie. Trois grandes séries basaltiques sont distinguées :

- Les séries tholéïtiques caractérisées par la succession des différents termes : basalte tholéïtique (terme dominant) - andésite - dacite - rhyolite (très rare et souvent absente).

- Les séries alcalines qui se subdivisent en deux ensembles, les séries saturées dans lesquelles apparaissent successivement des basaltes alcalins (termes très dominants), des mugéarites puis des trachytes ; les séries sous-saturées sont caractérisées par la succession : basalte alcalin - basanite - esseseite - phonolite.

- Les séries calcoalcalines, caractéristiques des ceintures orogéniques continentales sont constituées de la succession des termes : basalte calcoalcalin (très subordonné) - basalte andésitique et andésite (termes dominants) - dacite - rhyolite.

Les importantes différences entre les séries basaltiques (et plus particulièrement les séries tholéïtiques et alcalines) apparaissent en majeure partie liées à la composition chimique initiale des magmas. Cette composition contrôlant l'importance et la composition des premières phases minérales qui cristallisent, notamment l'olivine et les pyroxènes, déterminent l'évolution du magma résiduel (W.A. KENNEDY, 1933, T.F.W. BARTH, 1936, H. KUNO, 1968). D'autre part un même basalte peut donner naissance à des séries distinctes. Ainsi à partir d'un basalte tholéïtique peuvent apparaître des séries avec enrichissement important en fer ou sans enrichissement marqué en cet élément E.F. OSBORN, (1959, 1962) puis D.L. HAMILTON et G.M. ANDERSON (1968) ont montré que cette différence pouvait être reliée à l'action jouée par la pression partielle d'oxygène. Une faible pression d'oxygène ne permettrait pas une cristallisation précoce de minerais ce qui se traduirait par un enrichissement en

(1) Nous avons choisi la mésonorme de BARTH afin de pouvoir comparer ces deux évolutions avec celles que nous avons mises en évidence dans les gabbros et diorites quartzifères du Massif de Quérigut.

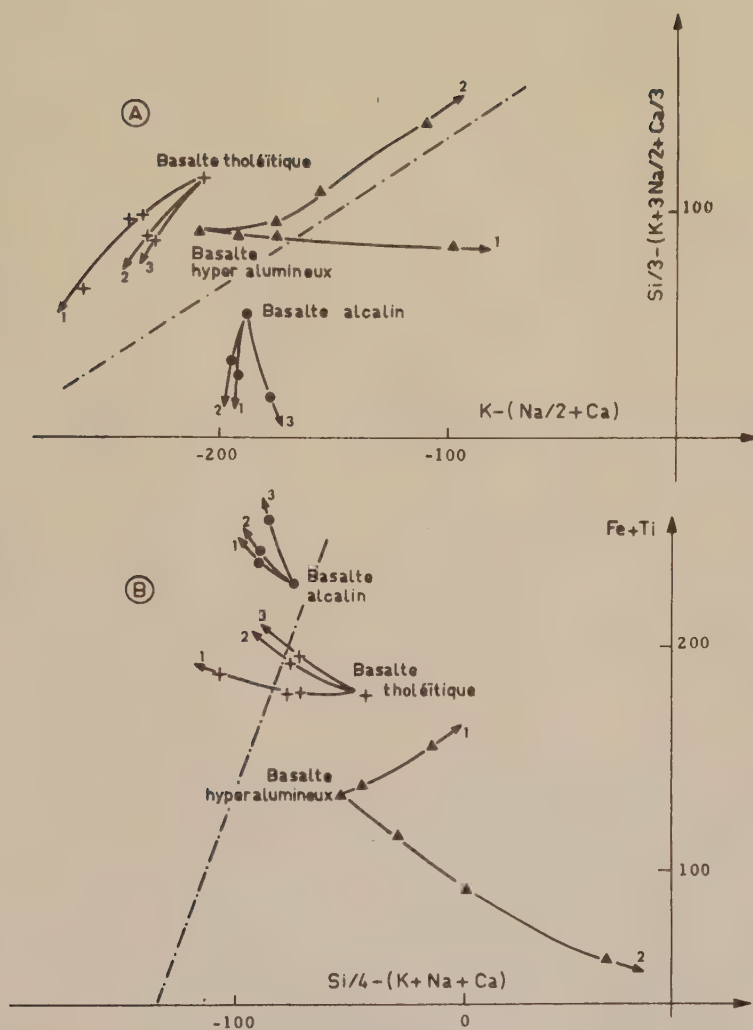


Fig. 69 - Diagrammes chimico-minéralogiques des alcalins (A) et du fer (B).

Evolution des basaltes par cristallisation fractionnée sous moyenne à forte pression selon les études expérimentales de D. H. Green et A. E. Ringwood (1967) et de T. H. Green et A. E. Ringwood (1968).

Evolution des basaltes tholéitiques et alcalins dans des conditions anhydres sous des pressions de 9 K. bars (1) - 13 K. bars (2) - 18 K. bars (3).

Evolution d'un basalte hyperalumineux à 18 K. bars dans des conditions anhydres (1) et à 10 K. bars en présence d'eau (2).

	Basalte initial	1		2		
SiO ₂	52,9	53,8	58,1	55,9	59,7	64,5
Al ₂ O ₃	16,9	17,7	17,8	19,4	20,2	19,9
Fe ₂ O ₃	0,3	0,4	0,9	0,4	0,5	0,7
FeO	7,9	8,1	9,0	7,2	5,8	3,7
MnO	0,2	0,2	0,5	0,3	0,3	0,4
MgO	7,0	5,9	2,1	4,4	2,1	2,0
CaO	10,0	9,0	4,0	7,8	6,7	3,9
Na ₂ O	2,7	2,9	3,7	3,3	3,4	3,6
K ₂ O	0,6	0,7	1,6	0,8	0,9	1,0
TiO ₂	1,5	1,5	1,8	0,8	0,4	0,1
Quartz	3,09	6,23	16,49	9,82	17,71	28,09
Plagioclase	44,15	47,85	56,75	54,70	55,80	53,15
Biotite	5,76	6,64	15,60	7,52	8,48	9,44
Amphibole	42,84	36,20	5,22	24,10	13,81	4,40
Accessoires	4,22	3,27	5,85	3,91	4,21	4,75
% An Pl.	46	44	36	46	45	39
Na + K	100	108	154	123	129	137
Fe/Mg	0,65	0,80	2,62	0,95	1,65	1,20

Tableau XLI : Evolution chimico-minéralogique d'un basalte hyperalumineux sous l'effet d'une cristallisation fractionnée dans un domaine de moyenne à forte pression. Etudes expérimentales de T.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1968).

- 1) Evolution du basalte dans des conditions anhydres sous une pression de 18 k.bars
- 2) Evolution du basalte en présence d'eau sous une pression de 10 k.bars.

fer dans le magma résiduel. Par contre, sous l'effet d'une forte pression d'oxygène les minerais cristalliseraient rapidement empêchant un enrichissement notable du fer. Il semblerait d'autre part que cette pression d'oxygène soit contrôlée par la présence d'eau dans le magma. Enfin les séries calcoalcalines, tout en présentant des caractères relativement proches des séries tholéitiques s'en distinguent par plusieurs traits importants. En premier lieu les termes basaltiques sont très accessoires, d'autre part elles ne présentent aucun enrichissement en fer (cet élément décroît par contre progressivement au cours de la différenciation) ; enfin les roches de ces séries renferment une proportion importante de minéraux hydroxylés, biotite et amphibole. Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer la singularité de ces séries: contamination d'un basalte par du matériau sialique (L.R. WAGER et W.A. DEER, 1939, H. KUNO 1950, G. ROCCI et T. JUTEAU 1968), fusion différentielle de la

base de la croûte terrestre dans les zones orogéniques (F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960), action d'une forte pression d'eau sur un magma basaltique (E.F. OSBORN, 1959, 1962, D.L. HAMILTON et G.M. ANDERSON, 1968). A la suite de leurs études expérimentales T.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1968), proposèrent un schéma de genèse des séries calcoalcalines en deux stades successifs. Durant un premier temps, une puissante série basaltique se mettrait en place à la surface. Puis sous l'action de degrés géothermiques importants la base de cet ensemble se transformerait soit en éclogite soit en amphibolite suivant l'importance de la pression d'eau. La fusion partielle de ces deux formations à des profondeurs plus ou moins importantes donnerait naissance à des magmas calcoalcalins.

Nous avons reporté dans les deux diagrammes choisis les tendances évolutives moyennes des séries tholéitiques, alcalines et calcoalcalines (1) (fig. 68A et B). Une constatation importante apparaît dans le diagramme des alcalins (fig. 68A). En effet les premiers produits de différenciation des basaltes tholéitiques franchissent la "ligne critique" et tendent ainsi à converger avec les basaltes alcalins. Cette observation montre bien le risque de confusion qui peut apparaître lors de l'étude d'une série basaltique si l'on ne connaît pas avec certitude les souches basaltiques dont elle est issue. L'association des deux diagrammes permet de distinguer sans ambiguïté les séries basaltiques. C'est notamment le cas pour les séries tholéitiques et calcoalcalines qui, très proches dans le diagramme des alcalins (fig. 68A), se distinguent nettement dans le diagramme du fer (fig. 68B).

II - ORIGINE ET EVOLUTION DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

DU MASSIF DE QUERIGUT

Compte tenu des observations précédentes et en nous basant sur l'ensemble des données dont nous disposons sur les formations gabbro-dioritiques et ultrabasiques du Massif de Quérigut nous pouvons aborder à présent l'étude du double problème de leur origine et de leur évolution.

1) ORIGINE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES : Ainsi que nous l'avons rappelé au début du chapitre il est vraisemblable d'admettre que les différents faciès de diorites et gabbros quartzifères résultent de l'évolution complexe d'un magma calcoalcalin hyperalumineux. Une solution au problème de l'origine de ce magma peut être proposée à la lumière des résultats des études expérimentales de D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1967) assortis des réserves que nous avons présentées à propos de l'influence de la pression partielle d'oxygène sur les résultats expérimentaux. Il est en effet possible d'envisager l'existence d'un magma primaire de composition tholéitique. Ce magma, dont nous ne pouvons préciser ni la nature exacte ni la provenance, se serait dans un premier temps, différencié par cristallisation fractionnée à une profondeur moyenne (correspondant à une pression de l'ordre de 9 k.bars). Sous cette pression les premiers cristallisats seraient essentiellement représentés par de l'olivine, de l'orthopyroxène et un peu de clinopyroxène (ces minéraux étant alors très magnésiens). Puis, la température décroissant progressivement, du plagioclase calcaire serait apparu tandis que la composition des phases ferro-magnésiennes évoluerait progressivement vers leur pôle ferrique. Sous l'action de cette cristallisation la composition du magma initial aurait évolué en direction du domaine des basaltes hyperalumineux. La séparation des phases minérales apparues, par "cris-

(1) Nous avons également reporté l'évolution moyenne des séries latitiques qui fréquemment rattachées aux séries alcalines sont cependant généralement associées aux séries tholéitiques.

tal settling" (ou un autre procédé), aurait donné naissance à différents termes ultrabasiques dont des fragments auraient été entraînés par le magma au cours de sa montée dans le sial. Ce schéma permettrait d'autre part, de confirmer au moins partiellement les résultats de notre étude thermodynamique (1). Nous notons enfin que, si nous retenons cette hypothèse, la pression partielle d'oxygène régnant lors de la cristallisation fractionnée primaire devrait être relativement élevée car la teneur en fer des roches ultrabasiques décroît progressivement depuis les cortlandites jusqu'aux amphibolites. Une confirmation est également fournie par la présence d'oxydes (magnétite et ilménite) dans les cortlandites. L'existence d'une forte pression d'oxygène est peut être due au fait que le magma tholéïtique, se mettant en place à la base du sial aurait pu alors assimiler une quantité d'eau nullement négligeable.

2) EVOLUTION DES ROCHES GABBRO-DIORITIKES : Au cours des études pétrographiques et géochimiques nous avons montré l'existence, dans les gabbros et surtout les diorites quartzifères en masses importantes ou en enclaves dans les granitoïdes, de deux tendances évolutives distinctes : tendance alcaline à fer constant et tendance siliceuse à fer décroissant.

Les études expérimentales de T.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1968) et plus particulièrement celles qui ont été entreprises sur un basalte hyperalumineux semblent fournir une solution au problème de l'origine des deux tendances évolutives observées.

En effet, compte tenu de l'hypothèse présentée dans le paragraphe précédent, les deux tendances évolutives peuvent être interprétées comme résultant de la différenciation du basalte hyperalumineux dans des conditions thermodynamiques et à des niveaux structuraux différents. En premier lieu il est possible d'envisager que le magma commencerait à se différencier dans la chambre magmatique. La pression d'eau étant faible et celle de l'oxygène ayant peut-être été abaissée par la cristallisation des minerais, la différenciation se traduirait alors par une évolution à fer constant. Nous supposons d'autre part que, au cours de cette évolution ou même durant ses premiers stades, la chambre magmatique se serait ouverte permettant au magma de monter dans le sial. Il est possible d'envisager que l'ouverture de la chambre magmatique serait liée aux premières manifestations de l'orogénèse hercynienne. Au cours de sa montée dans le sial le magma, assimilant des proportions importantes d'eau et peut être de matériau sialique (2) se différencierait dans des conditions thermodynamiques distinctes de celles qui régnaient dans la chambre magmatique. L'existence d'une quantité d'eau induirait une forte pression partielle d'oxygène ce qui permettrait une cristallisation précoce des minerais donc une décroissance du fer dans le magma résiduel. De plus elle serait à l'origine de la cristallisation des amphiboles (les pyroxènes n'étant plus stables alors). De plus, la cristallisation fractionnée se poursuivant dans la chambre magmatique, les magmas résiduels montant dans le sial seraient de plus en plus différenciés. Ces différents magmas donneraient alors, en se différenciant dans le sial un ensemble de séries évolutives parallèles. Enfin, durant sa montée, le magma entraînerait une partie des formations

(1) Au cours de notre étude thermodynamique nous avons cependant admis que la pression d'eau était égale à la pression totale. Si nous acceptons le schéma de D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD, la pression d'eau devait être au contraire faible sinon nulle au début de la différenciation.

(2) Nous reprendrons le problème de cette contamination sialique dans le chapitre consacré à l'étude des relations entre les roches basiques et acides.

apparues lors de la cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. Les minéraux qui les constituent, et plus précisément le plagioclase calcique et les pyroxènes, n'étant plus stables dans les conditions thermodynamiques régnant alors seraient corrodés ou remplacés par de nouvelles phases minérales (plagioclase sodique et amphiboles).

Ce schéma évolutif s'il permet de rendre compte des caractères chimico-minéralogiques particuliers et la grande hétérogénéité des formations gabbro-dioritiques du Massif de Quérigut demanderait à être vérifié par des études plus approfondies notamment sur le plan thermodynamique.

Avant de clore cette étude sur les formations gabbro-dioritiques, il importe de rechercher l'origine du caractère potassique des enclaves basiques dans des matrices de roches granitoïdes. Ce caractère peut être expliqué par l'existence d'un phénomène métasomatique local entre les enclaves gabbro-dioritiques et leur matrice acide. En effet, au cours de l'étude géochimique des tonalites nous avons mis en évidence une importante variation chimique de ces roches à proximité immédiate des formations basiques qu'elles renferment. L'évolution chimique se caractérise principalement par une chute rapide de la silice et du potassium et au contraire une augmentation notable du magnésium, du calcium et à un moindre degré de l'alumine et de la soude. Ainsi, suivant cette hypothèse les enclaves basiques se seraient enrichies en silice et en potasse et se seraient par contre appauvries en magnésium, calcium (et peut-être en alumine et en soude). Cette hypothèse devrait être vérifiée par l'établissement d'un bilan d'échange entre les deux formations. Cependant étant donné la grande complexité de l'histoire évolutive des formations gabbro-dioritiques un tel bilan n'est guère réalisable.

C - Chapitre 3

ORIGINE DES GRANITES

INTRODUCTION : Tout au long des études pétrographiques, géochimiques et géochronologiques précédentes nous avons souligné, dans les granitoïdes méridionaux, l'existence de plusieurs singularités les distinguant nettement de leurs équivalents septentrionaux. Le problème important qui se pose alors est de savoir si les différences qui apparaissent sont originelles ou au contraire liées à deux modes d'évolution d'un même ensemble. Afin de tenter d'apporter une réponse à cette question nous aborderons successivement le problème de l'origine des granitoïdes puis celui de leur évolution qui sera traité dans le chapitre suivant.

I - LES GRANITOÏDES SEPTENTRIONAUX

La partie septentrionale du Massif de Quérigut, présentant un aspect batholitique, est formée de trois grands ensembles granitiques : un granite calcoalcalin (le granite de Quérigut) et deux granites monzonitiques (le faciès porphyroïde des Bains d'Escouloubre et le faciès normal d'Escouloubre). Ils se répartissent suivant

une structure zonée, concentrique et très allongée. Si le granite de Quérigut constitue une entité bien individualisée il n'en est pas de même pour chacun des deux granites monzonitiques qui, présentant des caractères chimico-minéralogiques très voisins, ne se distinguent en fait que par le développement du feldspath alcalin en phénocristaux dans le faciès porphyroïde. Nous avons enfin pu mettre en évidence, dans les granites monzonitiques, l'existence d'une structure géochimique qui se traduit par une alternance de bandes relativement régulières. Ces bandes ont été définies par la distribution des échantillons en trois groupes (faciès alcalin, faciès intermédiaire et faciès siliceux). La structure ainsi dessinée est sensiblement parallèle aux limites du Massif. Elle est franchement recoupée par le granite de Quérigut à sa bordure Nord tandis qu'elle apparaît concordante à sa bordure Sud.

Compte tenu de ces observations il est possible de rechercher une solution au problème de l'origine des granites septentrionaux à partir de deux modèles pétro-génétiques différents : un modèle magmatique et un modèle transformiste.

1) **MODELE MAGMATIQUE** : Le modèle magmatique, très fréquemment présenté pour expliquer la présence de structures zonées concentriques, fait généralement appel à trois schémas différents : différenciation magmatique in situ, intrusions multiples, assimilation.

a) Développement de structures concentriques par différenciation magmatique : Ce schéma a été présenté dans le cas de massifs présentant une évolution régulière des différents faciès qui les composent depuis le coeur jusqu'à la bordure. Généralement l'évolution se traduit par une croissance de l'acidité depuis le centre des massifs vers leur périphérie, cependant il est également possible d'admettre suivant ce schéma des exemples de zonation inverse (C.K. SEYFERT, 1964). Ce schéma suppose d'autre part qu'il existe à l'intérieur d'une même zone une évolution de même sens que celle qui apparaît dans le massif entier (P.C. RAGLAND et al., 1968).

L'apparition de la structure concentrique du Massif de Quérigut peut difficilement être expliquée suivant ce schéma. En effet le granite de Quérigut et les granites monzonitiques constituent deux entités chimico-minéralogiquement distinctes avec un passage relativement brutal entre elles. De plus, les bandes définies dans les granites monzonitiques ne déterminent pas une évolution continue depuis le coeur jusqu'à la périphérie du Massif.

b) Développement de structure concentriques par intrusions multiples : Le second schéma suppose l'existence d'intrusions multiples dont la mise en place s'effectuerait grâce à un phénomène de "cauldron subsidence". Cette hypothèse fut présentée lorsque les contacts entre les différents faciès constituant la structure concentrique sont très tranchés. Elle nécessite d'autre part la présence de critères permettant d'établir la succession chronologique des différentes zones (F.R. KRANER, 1968).

Ce schéma permettrait d'expliquer les différences chimico-minéralogiques importantes existant entre les deux unités granitiques constituant la structure septentrionale du Massif de Quérigut. Le granite de Quérigut recoupant les structures définies dans les granites monzonitiques serait ainsi postérieur. Cependant le contact entre les deux unités quoique rapide n'est pas tranché. Il s'effectue en effet par l'intermédiaire d'une zone de transition de puissance métrique. Dans cette zone nous n'avons pu mettre en évidence l'existence de critères qui permettraient d'établir la chronologie des faciès. La présence d'un contact transitionnel pourrait s'expliquer si l'on admet que les deux magmas se sont mis en place de façon quasi simultanée ou encore que le second magma a pu remobiliser partiellement l'ensemble pri-

maire. Enfin ce schéma ne semble pas pouvoir rendre compte de la présence de la structure en bande des granites monzonitiques.

c) Développement de structures concentriques par assimilation : Suivant ce schéma certaines structures concentriques résulteraient de la contamination d'un magma granitique initial par l'assimilation de matériaux initialement présents dans son encaissant (R.R. COMPTON, 1955, J.E. REESOR, 1958, C.K. SEYFERT, 1964). Cette hypothèse fut proposée pour des massifs renfermant des enclaves d'encaissant et dont les zones, présentant des limites transitionnelles, ont des compositions montrant une nette corrélation avec la nature lithologique des formations auxquelles elles sont associées. Si ce schéma apparaît cohérent pour expliquer les caractères particuliers de la structure du Massif de Quérigut, notamment l'existence de contacts transitionnels et le développement des bandes dans les granites monzonitiques, toutefois, nous ne retrouvons dans la partie septentrionale aucune enclave de l'encaissant. De plus, ainsi que nous le verrons plus loin, nous n'observons, dans la partie méridionale du Massif, aucune corrélation notable entre les différents types de granitoïdes et la nature lithologique des septa qu'ils renferment.

2) MODELE TRANSFORMISTE : Suivant un modèle transformiste, l'apparition de structures concentriques dans un massif granitique refléterait la présence d'une répartition primitive en zones concentriques des formations aux dépens desquelles les granites se seraient formés. Cette hypothèse nécessite l'existence d'une nette corrélation entre les compositions des différents faciès ignés d'une part et celles des formations qu'ils auraient remplacées. Les différences observées sont liées au processus de granitisation induit par des phénomènes hydrothermaux. Sous cette action les formations primitives seraient alors, soit "granodioritisées" (expulsion de matériau granitique sous l'action de l'eau), soit au contraire "granitisées" (incorporation des produits granitiques provenant de zones adjacentes) (V. MARMO, 1968).

Ce schéma est compatible avec la structure du Massif de Quérigut permettant notamment d'expliquer la présence des bandes alternées dans les granites monzonitiques. Toutefois il serait nécessaire d'une part de connaître la nature des formations primitives aux dépens desquelles les granites se seraient formés, d'autre part de retrouver des témoins des phénomènes de "granodioritisation" ou de "granitisation" notamment dans l'encaissant et dans les septa. Une solution au problème de la nature originelle des granites peut être envisagée en admettant l'hypothèse d'un paléosocle anté-hercynien. En effet, l'existence d'un tel socle a été mise en évidence dans plusieurs massifs de la partie orientale des Pyrénées et plus particulièrement dans le Canigou (G. GUITARD, 1963, M. FONTEILLES et G. GUITARD, 1964) et dans l'Aston (E. JÄGER et M.J. ZWART, 1965). D'autre part, ainsi que nous l'avons montré précédemment (J. LETERRIER, 1967), les poudingues polygéniques du Dinantien localisés au Nord du Massif, dans la région de Fontanès de Sault, renferment des galets de granite acide à grain fin, de gneiss et plus rarement de mica-schistes. La présence de ces galets constitue la preuve de l'existence d'un socle anthé-hercynien émergé à cette époque. Il était important alors de pouvoir comparer la composition des roches cristallines et cristallophylliennes des poudingues à celle des principaux faciès granitiques constituant le Massif de Quérigut. Dans ce but nous avons, à partir d'échantillons composites représentant dans chaque cas une vingtaine de galets provenant de plusieurs lentilles de poudingue, analysé les faciès granitiques et gneissiques (tableau XLII).

Les granites et les gneiss en galets s'individualisent nettement des deux ensembles granitiques du Quérigut par leur teneur élevée en silice et, en contrepartie, un déficit des autres éléments mis à part la potasse qui est sensiblement équivalente. Ainsi dans l'hypothèse selon laquelle le Massif de Quérigut proviendrait de la remobilisation du socle, dont les témoins sont représentés par les

galets granito-gneissiques, il nous faut admettre que ce socle a été soumis, antérieurement à sa mise en place, à un très important phénomène de "dégranitisation", ou de "granodioritisation" (V. MARMO, 1968). De plus, un tel phénomène n'a pu se dérouler qu'à un niveau structural profond, nettement inférieur à celui où se sont développés les phénomènes de métamorphisme hercynien. En effet, ainsi que nous le verrons dans la seconde partie de notre mémoire, les sédiments, aussi bien dans l'encaissant du Massif que dans les septa, n'ont été affectés que par un métamorphisme du faciès amphibolite et ne présentent pas de trace de mobilisation.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total
L717	75,60	12,25	1,33	0,01	0,24	0,51	3,31	4,39	0,14	1,17	98,90
L719	72,50	13,20	2,74	0,03	1,10	2,19	3,18	3,53	0,29	0,97	99,98
I	72,30	14,15	1,91	0,04	0,37	1,33	3,49	4,56	0,18	1,39	99,72
II	68,35	15,50	3,02	0,05	1,05	2,68	3,52	3,83	0,39	1,34	99,73

Tableau XLII : Compositions chimiques des galets de granite (L717) et de gneiss (L719) renfermés dans les poudingues polygéniques dinantiens. Comparaison avec les compositions moyennes du granite de Quérigut (I) et des granites monzonitiques (II).
* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃.

3) CONCLUSION : Dans l'état actuel de nos connaissances et étant donné que la géochronologie n'a pu nous apporter une réponse au problème de l'âge des roches granitiques du Massif de Quérigut, le problème de leur origine demeure intact. En effet, si certains schémas du modèle magmatiste semblent peu compatibles pour expliquer les caractères particuliers du Massif, nous ne pouvons l'éliminer faute d'argument décisif. De plus il est peut être possible d'envisager des schémas nettement plus complexes que ceux que nous avons présentés, résultant notamment de l'action simultanée de plusieurs processus différents.

Le modèle transformiste selon lequel les granites résulteraient de la remobilisation d'un paléosocle, tout en nous semblant plus refléter la réalité, ne saurait être admis sans discussion. Il suppose en effet une histoire évolutive longue et complexe dont nous ne pouvons observer que les derniers épisodes. Il serait nécessaire d'admettre l'existence de deux étapes successives. La première se manifestant à grande profondeur et à une période préhercynienne ou nettement antérieure, se serait traduite par "granodioritisation" du socle. Puis, au cours de l'orogénèse hercynienne les roches ainsi transformées seraient montées dans leur couverture. Elles auraient alors subi une importante remobilisation sous l'effet du flux thermique induit par la mise en place des corps basiques. N'ayant découvert aucun témoin de la première phase le schéma présenté demeure du domaine des hypothèses.

II - LES GRANITOÏDES MÉRIDIIONAUX

La singularité des granitoïdes méridionaux peut s'expliquer soit par une origine différente des faciès septentrionaux, soit par une évolution particulière d'un même matériau originel.

Plusieurs observations tendent à éliminer la première hypothèse. En premier lieu la série méridionale, malgré des différences sensibles, présente de nombreux points communs avec la série septentrionale (granites monzonitiques granodiorites, tonalites) que nous étudierons dans le chapitre suivant. De plus les deux séries convergent nettement au pôle des granites monzonitiques qui apparaissent ainsi les termes initiaux des deux évolutions. D'autre part, dans la partie orientale du Massif ou l'importante bande complexe basique-acide (constituée de l'association de roches gabbro-dioritiques en masses ou plus généralement en enclaves ovoïdes ou fusiformes et de formations granodioritiques à tonalitiques constituant leur matrice) est absente, nous observons un passage très progressif entre les granites monzonitiques septentrionaux et leurs équivalents méridionaux. Ce passage se traduit par l'apparition, dans ces derniers d'une notable foliation. Il est donc plus vraisemblable d'admettre que la différence existant entre les deux ensembles de roches granitoïdes trouve son origine dans un mode d'évolution particulier de la zone méridionale du Massif au cours de la mise en place de l'ensemble lors de l'orogénèse hercynienne. Nous reviendrons sur ce problème dans le chapitre suivant.

C - Chapitre 4

ESSAI D'INTERPRETATION DES RELATIONS ENTRE ROCHES ACIDES ET ROCHES BASIQUES - PROBLEME DES GRANITOÏDES MERIDIONAUX

INTRODUCTION : Tout au long des études précédentes nous avons souligné l'originalité chimico-minéralogique de l'évolution des granites (granite de Quérigut ou granites monzonitiques) à l'approche des masses basiques. Cette évolution donne naissance de façon très progressive à des termes granodioritiques et tonalitiques. L'importance des variations qui apparaissent alors pose l'important problème des relations entre roches acides et roches basiques). Ce problème pétrogénétique fondamental a fait l'objet de très nombreuses études. En effet dans beaucoup de massifs granitiques ou gneissiques des relations structurales équivalentes à celles décrites ici ont été observées entre roches acides et roches basiques (J. DIDIER et J. LAMEYRE, 1969, A. BERTHELTSEN, 1970). De plus autour de nombreux complexes basaltiques se localisent des associations basalte-granophyre présentant également les mêmes caractères structuraux (P.E. HOTZ, 1953, W.G. ERNST, 1960, C.A. CHAPMAN, 1962, D.H. BLAKE et al. 1965, W.A. ELDERS et J.C. RUCKLIDGE, 1969). L'origine de ces associations et les caractères singuliers des matrices acides ont fait l'objet de plusieurs hypothèses que nous présenterons dans le paragraphe suivant.

Dans la partie méridionale du Massif de Quérigut, si nous retrouvons bien une évolution comparable des granitoïdes à l'approche des masses gabbro-dioritiques qu'ils renferment, nous notons que les faciès granodioritiques et tonalitiques, n'ont pas une localisation aussi stricte que dans la partie septentrionale. En effet ces deux types pétrographiques nettement dominants sur les termes granitiques peuvent se développer largement, loin des ensembles basiques. D'autre part nous n'avons noté aucune corrélation entre un type pétrographique et la nature lithologique des septa métasédimentaires qu'il renferme.

Ainsi l'apparition de deux séries (granites monzonitiques-tonalites) présentant, malgré certaines différences, des caractères communs pose un problème dont la solution semble difficile à atteindre. En effet si dans la partie septentrionale du Massif la genèse des tonalites (et des granodiorites) est sans aucun doute induite par les roches gabbro-dioritiques, nous ne pouvons adopter une solution identique pour expliquer l'important développement de ces faciès dans la partie méridionale. Etant donné cette contradiction nous avons scindé notre étude en deux parties en traitant d'une part du problème des relations entre les roches acides et basiques puis en abordant celui de l'évolution des granitoïdes méridionaux.

I - PROBLEME DES RELATIONS ENTRE ROCHES ACIDES ET ROCHES BASIQUES

Compte tenu des caractères particuliers des relations entre roches acides et roches basiques nous avons scindé notre étude en deux parties. Dans un premier temps nous rechercherons la nature du phénomène responsable du très important développement des associations basiques-acides dans le Massif de Quérigut. Nous aborderons ensuite le problème de l'origine des tonalites.

1) ORIGINE DES ASSOCIATIONS BASIQUES ACIDES :

a) Hypothèses génétiques : Le développement parfois considérable d'enclaves basiques, gabbroïques ou basaltiques, dans une matrice acide, granitique ou granophyrique, a été expliqué suivant trois schémas principaux.

Le premier, présenté notamment par J.M. CHARLET (1970) et par A. AUTRAN et al. (1972), suppose que les formations basiques précoces auraient été fragmentées et injectées par un magma granitique plus tardif.

Selon le second schéma, soutenu par F. WALKER et A. POLDERVAART (1949), W.A. ELDERS et J.C. RUCKLIDGE (1969), J. DIDIER et J. LAMEYRE (1969) et A. BERTHELTSEN (1970), le magma basique, en se mettant en place dans un bâti sialique préexistant induirait à son pourtour une fusion rhéomorphique partielle ou totale. Le magma acide ainsi créé étant beaucoup plus mobile que les formations basiques a pu les fragmenter et les injecter.

Le troisième schéma, proche du précédent, suppose la mise en place simultanée de deux magmas différents : l'un acide, l'autre basique. Ce dernier cristallisant rapidement a pu être fragmenté et injecté par le premier qui demeure mobile plus longtemps. Ce schéma présenté par B.G.J. REPTON et J.B. WRIGHT (1961) puis par D.H. BLAKE et al. (1965) a été repris pour le Massif de Quérigut par J. MARRE (1970) et D. LAFFONT (1971).

b) Essai d'interprétation : Alors que les deux derniers schémas peuvent être acceptés pour expliquer les caractéristiques des associations basiques-acides du Massif de Quérigut, le premier se heurte à plusieurs incompatibilités. En effet, il nous paraît difficile d'expliquer suivant ce schéma d'une part la forme des enclaves (ovoïdes et en flammèches), d'autre part l'existence, dans les roches gabbro-dioritiques, de franges à grain très fin et hypermélanoocrates au contact des tonalites qui les englobent ou les recoupent et enfin le développement d'échanges métasomatiques entre matrice et enclaves. Ces particularités ne s'expliqueraient qu'en admettant la possibilité pour le magma granitique de remobiliser les roches basiques. Cette hypothèse ne semble guère acceptable car elle nécessiterait une surchauffe considérable du magma acide.

2) ORIGINE DES TONALITES :

a) Hypothèses génétiques : Les caractères chimico-minéralogiques particuliers des formations acides constituant la matrice d'enclaves basiques a également fait l'objet de plusieurs hypothèses.

La première suppose que les matrices acides représenteraient les produits extrêmes de la différenciation des roches basiques. Cette hypothèse, présentée par L.R. WAGER et W.A. DEER (1939), P.E. MOTZ (1953), I. Mc DOUGALL (1962) a récemment été reprise et étendue à l'ensemble des roches ignées constituant les Massifs de la Maladetta (J.M. CHARLET 1970) et de Quérigut (A. AUTRAN et al. 1972).

Selon la seconde les matrices acides résulteraient d'un processus de fusion anatectique différentielle induit par les masses basiques lors de leur mise en place dans un bâti sialique préexistant. Cette hypothèse implique qu'une partie du "liquide" apparu au début de l'anatexie serait expulsé hors de la roche initiale qui acquerrait ainsi un caractère de restite (A. BERTHELTSEN, 1970).

Enfin, les caractères particuliers des matrices d'enclaves peuvent s'expliquer par un processus de contamination, généralement présenté sous forme d'une assi-

milation, entre les magmas acides et basiques.

b) Essai d'interprétation :

α) *Hypothèse de différenciation* : les tonalites du Massif de Quérigut se localisant, dans les diagrammes chimico-minéralogiques très nettement à l'écart des deux tendances évolutives définies dans l'ensemble des roches gabbro-dioritiques elles ne sauraient représenter un terme de la série de différenciation de ces formations. De plus, ainsi que l'a montré L.R. WAGER (1960) dans le complexe gabbroïque du Skaergaard les termes granophyriques, produits extrêmes de la différenciation, ne représenteraient qu'un pourcentage extrêmement réduit de la masse totale (environ 0,410). Afin de pouvoir expliquer le très important développement des tonalites, notamment dans la zone complexe basique acide où ces roches constituent la matrice d'enclaves basiques en flammèches, il serait nécessaire d'envisager que le magma basique aurait, avant de se différencier, assimilé une proportion considérable de matériau sialique. Or N.L. BOWEN (1928) a montré que le phénomène d'assimilation tendait à accélérer le processus de différenciation donc de cristallisation du magma. Ainsi la possibilité de contamination sialique d'un magma basaltique demeurerait limitée.

β) *Hypothèse d'anatexie différentielle* : L'hypothèse de fusion anatectique différentielle permettrait d'expliquer ainsi que nous l'avons souligné au cours de notre étude thermodynamique les caractères minéralogiques particuliers des tonalites et notamment l'existence d'une double génération de plagioclase et peut-être de biotite. Toutefois elle pose plusieurs problèmes importants. En premier lieu il nous faudrait admettre la préexistence des granites vis à vis des roches basiques. Ainsi que nous l'avons vu dans le chapitre précédent une telle hypothèse est possible mais ne saurait être acceptée en toute certitude car nous ne disposons pas d'argument décisif en sa faveur et notamment du point de vue géochronologique. D'autre part il est indispensable de vérifier que la tendance chimico-minéralogique définie par la série granites-tonalites est conforme à celles qui ont été établies pour l'évolution des restites au cours d'anatexies expérimentales. Nous avons à cet effet reporté dans les diagrammes chimico-minéralogiques choisis les points représentatifs des couples leucosomes-mélanosomes apparus au cours de fusions anatectiques différentielles de gneiss et de shales (H.G.F. WINKLER et H. Von PLATEN 1960, H.H. STEUHL 1962) (fig. 70). Nous notons une certaine concordance entre la lignée granite-tonalite et les tendances définies par les couples leucosomes-mélanosomes apparus durant les premiers stades de l'anatexie. Par contre à mesure que ce phénomène se développe les tendances divergent fortement. L'écart important de composition chimique entre les granites monzonitiques et les tonalites exigerait le départ d'une forte proportion de leucosome ce qui nécessite donc un degré de fusion avancé. Ceci est en contradiction avec nos observations précédentes. Enfin il serait nécessaire de pouvoir retrouver des témoins du leucosome expulsé. De tels témoins pourraient être représentés par les microgranites à biotite qui se localisent précisément dans les tonalites en bordure des masses basiques. En effet, dans les diagrammes chimico-minéralogiques ces roches se placent le long de la lignée granite-tonalite au delà du pôle des granites. A l'aide d'un calcul simple de coefficient de partage des éléments il est possible d'estimer la proportion de microgranite qu'il serait nécessaire d'extraire des granites monzonitiques pour donner naissance aux tonalites. Une excellente corrélation est obtenue en admettant une proportion de 80 % de microgranite et de 20 % de tonalite (tableau XLIII). Ainsi que nous l'avons souligné précédemment une telle proportion ne saurait être acceptée. De plus elle est en contradiction avec les proportions relatives réelles de ces deux formations telles qu'elles apparaissent sur le terrain, les microgra-

nites étant très subordonnés par rapport aux tonalites.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
1	69,50	15,85	2,86	1,07	2,72	3,51	4,07	0,41
2	69,40	15,80	3,08	1,07	2,73	3,57	3,89	0,39

Tableau XLIII : Etude chimique théorique de la fusion anatectique différentielle des granites monzonitiques.

- 1) Composition virtuelle des granites monzonitiques calculée en supposant un coefficient de partage de 80 % de microgranite et de 20 % de tonalite
- 2) Composition moyenne des granites monzonitiques.

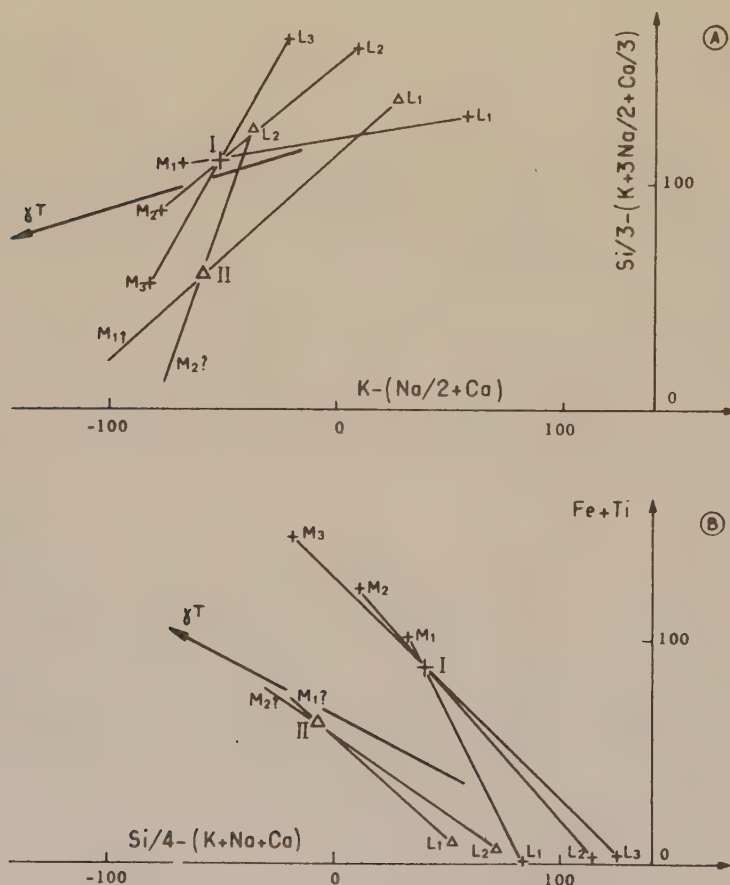


Fig. 70 - Diagrammes chimico-minéralogiques des alcalins (A) et du fer (B).

Evolution de la composition des couples leucosomes (L) - mélanosome (M) au cours d'anatexis expérimentale de gneiss (I - H. H. Steuhl, 1962) et de pélite (II - H. G. F. Winkler et H. von Platen, 1960).

Comparaison avec la tendance évolutive de la série granites monzonitiques tonalites (γ T) du Massif de Quérigut.

γ) *Hypothèse de contamination* : La lignée granites monzonitiques-tonalites étant franchement oblique par rapport à l'aire de dispersion de l'ensemble des roches gabbro-dioritiques, l'hypothèse de contamination des granites par assimilation de matériau basique ne saurait être retenue. Cependant cette hypothèse de contamination ne saurait être entièrement écartée. En effet, ainsi qu'il est apparu au cours de notre étude géochimique, la tendance évolutive II des roches basiques (tendance siliceuse à fer décroissant) présente une direction comparable et de sens opposé à celle qui est définie par la série granite-tonalite. Nous avons d'autre part montré dans le chapitre consacré à l'étude de l'origine et de l'évolution des roches basiques que cette tendance évolutive II pouvait être liée à la différenciation d'un magma basaltique à andésitique lors de sa montée dans le sial. Les particularités de cette différenciation seraient dues à l'assimilation par le magma basique d'une quantité importante d'eau. Il est possible d'admettre, ainsi que l'ont proposé de nombreux auteurs (T.F.W. BARTH 1952, H. KUNO 1950, G. ROCCI et T. JUTEAU 1968), que, en plus de l'eau, le magma a pu "assimiler" une certaine proportion de matériau acide. Une telle assimilation peut ne pas être totale et ne résulter que d'un échange métasomatique entre les roches basiques et les formations granitiques. Nous avons en effet montré que les caractères chimico-minéralogiques particuliers des enclaves gabbro-dioritiques et notamment leur richesse en potassium pouvait résulter d'un échange métasomatique, d'amplitude cependant réduite, entre les roches basiques et les formations tonalitiques qui constituent leur matrice. Si nous retenons l'hypothèse de contamination métasomatique pour expliquer la genèse non seulement des tonalites mais également des granodiorites, nous devons admettre l'existence d'une migration des différents éléments sur des distances importantes. En effet, autour des masses gabbro-dioritiques, les granodiorites et les tonalites constituent des couronnes dont la puissance peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Il est vraisemblable que de telles migrations ne peuvent apparaître qu'à un niveau structural relativement profond dans un milieu particulièrement mobile. Les déplacements d'éléments et les échanges métasomatiques ont peut-être également été favorisés par un "brassage" du matériau acide mobile lors de la montée du magma basique. Nous notons enfin que si cette théorie semble cohérente du point de vue chimique, elle ne permet pas toutefois d'expliquer à elle seule les singularités minéralogiques des tonalites notamment l'existence d'une double génération de plagioclase et de biotite.

3) **CONCLUSION** : Compte tenu de l'ensemble des observations précédentes il nous paraît difficile d'expliquer la genèse des tonalites par l'action d'un phénomène unique. Elle semble au contraire liée à la superposition de plusieurs processus. En nous basant sur l'ensemble des données dont nous disposons nous proposons un schéma évolutif qui ne saurait être envisagé comme une solution à ce problème mais comme une hypothèse de travail à partir de laquelle des études plus détaillées pourraient être entreprises.

Nous supposons l'existence d'un paléosocle antéhercynien granitisé ou granodioritisé soit durant un stade précoce de l'orogénèse hercynienne soit antérieurement. Au cours du paroxysme hercynien le socle remonterait progressivement dans sa couverture tout en étant fortement remobilisé par l'intrusion du magma basaltique. Ce dernier en traversant le socle induirait une importante fusion anatectique à son pourtour. Ces phénomènes se déroulant à un niveau structural relativement profond et en présence d'une proportion non négligeable d'eau il est possible d'envisager l'existence d'importants échanges métasomatiques entre le magma basique et les produits acides mobilisés. Le matériau anatectique acide étant beaucoup plus

mobile que les formations basiques a pu les fragmenter en enclaves, dont la forme ovoïde s'explique peut-être par un degré de plasticité relativement importante des roches gabbro-dioritiques non entièrement cristallisées, ou les injecter. De plus au contact des produits acides plus froids le magma basique se serait figé donnant naissance aux franges hypermélanoocrates à grain très fin.

II - PROBLEME DE L'EVOLUTION DES GRANITOIDES MERIDIONAUX

Le schéma présenté dans le paragraphe précédent pour expliquer la genèse de la série granites-tonalites ne semble pas pouvoir être appliqué, du moins intégralement, aux granitoïdes méridionaux. En effet, contrairement à la série septentrionale, les termes granodioritiques et tonalitiques, dominants sur les termes granitiques, ne sont pas strictement reliés aux masses gabbro-dioritiques présentes dans cette zone du Massif de Quérigut.

D'autre part si l'hypothèse anatectique permet d'expliquer certaines particularités des faciès méridionaux et notamment l'existence quasi systématique d'une double génération de plagioclase et de biotite, nous nous heurtons au même problème que précédemment. En effet les faciès porphyroïdes présentant des caractères chimico-minéralogiques très proches de ceux des microgranites, pourraient également être interprétés comme l'expression du "liquide" expulsé au cours d'une anatexie différentielle. Toutefois, là encore l'apparition des tonalites exigerait le départ d'une proportion très importante de leucosome donc un degré de fusion très avancé. De plus les faciès porphyroïdes ne représentent qu'une proportion réduite par rapport aux granodiorites et aux tonalites. Enfin la genèse de ces formations ne saurait non plus être expliquée par un simple phénomène de contamination par les formations sédimentaires, aucune corrélation notable n'ayant pu être établie entre un type igné et la nature lithologique des septa métasédimentaires qu'il renferme.

Une solution à ce problème est peut être par contre à rechercher dans les relations très particulières qui apparaissent entre les granitoïdes méridionaux et les "leptynolites". Ces roches, qui seront décrites dans la seconde partie de notre mémoire, apparaissent dans la partie méridionale du Massif soit en bancs de puissance variable (quelques mètres à une centaine de mètres) soit plus fréquemment en fines enclaves fusiformes très généralement orientées parallèlement à la foliation des granitoïdes qui les renferment. Quoique présentant un aspect très proche de celui qui apparaît entre les enclaves gabbro-dioritiques et leur matrice tonalitique dans la zone complexe basique-acide, les relations entre les granitoïdes méridionaux et les leptynolites s'en distinguent sensiblement du point de vue chimico-minéralogique. En effet, alors que dans la zone complexe basique-acide les enclaves gabbro-dioritiques et leur matrice tonalitique ont des compositions très dissemblables, il en est, ainsi que nous le verrons ultérieurement, tout autrement des "leptynolites" et des tonalites associées qui présentent une nette similitude chimique. Toutefois les tonalites apparaissent légèrement déficitaires en soude vis à vis des tonalites.

En conclusion, il est peut-être possible d'expliquer le très important développement des granodiorites et des tonalites de la partie méridionale du Massif par une contamination des formations granitiques sous l'effet d'une assimilation progressive des leptynolites qui auraient pu être beaucoup plus étendues qu'elles ne le sont actuellement.

2ème Partie

LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES LE METAMORPHISME

- A - CARACTERISATION DU COMPLEXE SEDIMENTAIRE
ENCAISSANT LE MASSIF ET DES SEPTA METASEDIMENTAIRES
- B- LE METAMORPHISME

A. CARACTERISATION DU COMPLEXE SEDIMENTAIRE ENCAISSANT LE MASSIF ET DES SEPTA METASEDIMENTAIRES

A - Chapitre 1

CARACTERES LITHOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DU COMPLEXE SEDIMENTAIRE ENCAISSANT LE MASSIF

INTRODUCTION : La partie orientale de la Zone Primaire Axiale des Pyrénées a été le siège d'une sédimentation sensiblement continue depuis le Cambrien supérieur jusqu'au Dinantien ; seul le Tournaisien semble absent.

Sous le premier horizon fossilifère dont la faune a pu être rattachée à l'Ashgillien, se développe une puissante série essentiellement schisteuse qui a été subdivisée en deux sous-ensembles : les schistes de Canaveilles à la base qui seraient à rattacher au Cambrien supérieur et les schistes de Jujols au sommet pouvant être rapportés à l'Ordovicien inférieur.

Au-dessus de l'Ashgillien apparaît le Gothlandien qui se caractérise, comme dans l'ensemble des Pyrénées par ses schistes ampeliteux à graptolites. Il est lui-même surmonté par un complexe schisto-calcaire qui, du fait de son caractère azoïque, n'a pu être daté avec précision ; pour cette raison, il a été rapporté globalement au Gothlando-Dévonien (inférieur). Au Dévonien moyen, la sédimentation devient franchement calcaire et se poursuit avec de légers changements jusqu'au Dévonien supérieur.

Après une lacune durant le Tournaisien, la sédimentation reprend au Viséen caractérisé par la succession de lydiennes puis de formations schisto-gréseuses renfermant localement des lentilles de poudingue polygénique (notamment au Nord du Massif de Quérigut à proximité des villages de Campagna et de Fontanès de Sault). Le Dinantien représente la dernière formation sédimentaire comme dans les Pyrénées Orientales.

L'étude stratigraphique détaillée de ce complexe sédimentaire a été présentée par P. CAVET (1951-1960). Nous nous sommes essentiellement basés sur ses études pour définir les caractères lithologiques des différentes unités distinguées (1).

I - CARACTERES LITHOLOGIQUES DES DIFFERENTES UNITES STRATIGRAPHIQUES

1) SERIE CAMBRO-ORDOVICIENNE : Les formations les plus anciennes de la partie orientale de la Zone Primaire Axiale des Pyrénées seraient représentées par des roches très migmatisées (anatexites du Cady) que G. GUITARD (1965) rattache au Cambrien inférieur. Elles sont surmontées par un ensemble complexe également fortement migmatisé (série de Balatg et gneiss du Canigou) considéré comme Cambrien moyen.

Une puissante série schisteuse dont la base est localement mobilisée dans la zone des migmatites, se développe ensuite. Etant donné son caractère entièrement

(1) D'autre part, au cours de notre tentative de reconstitution des conditions paléogéographiques de la sédimentation, nous nous sommes référés aux importantes études de M. CLIN (1959) et R. MIROUSE (1962).

azoïque, aucun découpage stratigraphique précis n'a pu être défini dans cette série. Cependant P. CAVET (1957), en se basant sur des critères lithologiques et en parallélisant cet ensemble à la série Cambro-Ordovicienne de la Montagne Noire, a distingué deux groupes distincts. A la base se placent les schistes de Canaveilles (séricitoschistes légèrement métamorphiques renfermant quelques intercalations de calcaires, de schistes graphiteux et de formations volcaniques représentées par les "gneiss granulés"). Au-dessus, en concordance, viennent les schistes de Jujols (schistes ardoisiers localement rubanés avec de fines alternances de lits pélitiques et de lits gréseux). La nature essentiellement grésopélitique des sédiments et la puissance de la série (dépassant localement 4000 m) indiquent que les dépôts ont dû se former dans une mer sans doute peu profonde mais dont le fond était très fortement subsident. La monotonie des faciès montre que durant cette période les Pyrénées n'ont subi aucune phase tectonique notable. Enfin la présence à la base de cette série de niveaux discontinus et bien interstratifiés constitués par des calcaires et des schistes graphiteux semble plus liée à des variations locales dans le régime des apports qu'à des changements bathymétriques du fond de la mer. Vers le sommet de l'Ordovicien (Llandeilo-Caradoc) s'observe un changement important du régime de sédimentation qui devient nettement plus détritique avec des grès et des poudingues. Cependant ces formations reposent en parfaite concordance sur les séries précédentes. Ce changement de la sédimentation serait à relier à un très léger contre-coup des manifestations de la phase tectonique de l'orogénèse calédonienne. Ceci se manifesterait également par une tendance à l'émersion se traduisant par le caractère néritique des calcschistes fossilifères du sommet du Caradoc (Ashgillien).

2) SERIE GOTHLANDO-DEVONNIENNE ET DEVONNIENNE : Au-dessus de l'Ashgillien se sont déposés des schistes ampéliteux à graptolites caractéristiques du Gothlandien. Ces schistes, qui apparaissent uniformes dans l'ensemble des Pyrénées, renferment localement de petites lentilles de calcaire noir (charbonneux) très fossilifère (notamment riches en orthocères). Nous avons pu observer une de ces lentilles sur le flanc Sud de la vallée du Galbe à 500 m. au S.S.E. de la Portaille d'Orlu. Les caractères singuliers des schistes gothlandiens résultent de conditions de dépôt particulières. Il s'agit vraisemblablement de vases déposées en milieu marin peu agité, à l'abri des courants et des mouvements de surface. Les sédiments sont très fins et riches en matières organiques et parfois en sulfures. Les matières organiques trouvent leur origine dans une prolifération d'organismes planctoniques suivie d'une réduction bactérienne dans des conditions anaérobies en mer peu profonde.

Ce Gothlandien passe en continuité à des calcschistes rosés à verdâtres, plus ou moins encrinétiques à délit en écailles à éclat luisant puis à des calcaires gris en plaquettes assez épaisses. Ces deux ensembles peuvent localement renfermer de petites passées schisteuses ampéliteuses ou versicolores. Etant donné l'absence quasi-complète de fossiles, il n'a pas été possible d'établir une coupure dans ce niveau entre un Gothlandien supérieur et un Dévonien inférieur. P. CAVET (1957) a ainsi dénommé cet ensemble Gothlando-Dévonien. Le changement de sédimentation ainsi apparu, semble plus être lié à une variation des conditions physico-chimiques du milieu qu'à des variations bathymétriques.

Faisant suite au Gothlando-Dévonien se développe le Dévonien moyen sous forme de gros bancs de calcaires récifaux renfermant localement des accidents siliceux identiques aux chailles des calcaires eiféliens. Ils peuvent être surmontés ou passer latéralement à des calcaires dolomitiques ou des dolomies peu importantes. La présence des calcaires récifaux traduit une sédimentation marine de faible profondeur avec une subsidence assez prononcée.

Durant le Dévonien supérieur, la sédimentation calcaire se poursuit et s'achève avec le faciès griotte présent de façon quasi uniforme dans l'ensemble des Pyrénées. Ces calcaires présentent les caractères de sédiments de fonds marins instables, accumulés à proximité immédiate d'aires exondées. Cette régression de la mer, vraisemblablement due à un contre-coup de la phase bretonne, annonce l'émersion plus ou moins généralisée du début du Carbonifère. Comme argument en faveur d'une exondation au moins partielle de la chaîne pyrénéenne dès le sommet du Dévonien supérieur, on peut noter la présence de petits gisements de manganèse d'origine sans aucun doute exogène.

3) SERIE DINANTIENNE : L'émersion qui se serait poursuivie durant le Tournaisien a permis une forte érosion des terrains exondés. Cette érosion a dû être localement assez intense pour mettre à nu un socle granito-gneissique qui a alimenté par la suite les poudingues polygéniques viséens.

La sédimentation reprend avec le retour transgressif de la mer à la limite Tournaisien-Viséen. Elle se traduit par le dépôt de calcaires gris noduleux renfermant des bancs métriques de lydiennes noires à nodules phosphatés (1). Comme ces formations reposent sans discordance angulaire notable sur les calcaires dévoniens, il est vraisemblable d'admettre que la transgression s'est effectuée sur des terres ayant un très faible relief (et serait due à un léger mouvement eustatique). La phase bretonne responsable de l'émersion ne se serait donc traduite que par une légère voussure d'ensemble. La sédimentation viséenne se poursuit par le dépôt d'un complexe schisto-gréseux à faciès "Culm" renfermant localement des lentilles de poudingues polygéniques dans lesquels s'observent des galets d'origines très diverses: quartz, quartzites, lydiennes, gneiss, micaschiste, granite. La présence dans les schistes "Culm" de fragments d'échinodermes conduit à leur attribuer une origine au moins en partie marine. Dans la partie orientale des Pyrénées, ces formations marquent la fin de la sédimentation anté-hercynienne.

II - CARACTERES GEOCHIMIQUES DU COMPLEXE SEDIMENTAIRE

1) INTRODUCTION : Afin de déterminer les caractéristiques géochimiques des différentes unités stratigraphiques du complexe sédimentaire antéhercynien, nous avons réalisé un important échantillonnage le long de coupes systématiques dans tout l'encaissant du Massif de Quérigut. Il a été complété, pour les schistes cambro-ordoviciens par des prélèvements d'échantillons au voisinage des localités choisies pour définir ces séries (Canaveilles et Jujols). Nous disposons ainsi d'environ 110 échantillons qui ont tous été analysés par voie spectrométrique au Quantomètre du C.R.P.G.

Afin de définir les caractères chimiques des principaux ensembles de la série sédimentaire antéhercynienne et plus particulièrement des formations schisteuses (schistes cambriens de Canaveilles, schistes ordoviciens de Jujols, schistes carbonés gothlandiens, schistes "Culm" dinantiens) nous avons reporté nos échantillons dans deux représentations graphiques élaborées par H. de la ROCHE (1965) à propos de l'étude des schistes paléozoïques des Pyrénées. Ces diagrammes ont été largement utilisés par B. MOINE (1971) au cours de sa reconstitution des conditions de sédimentation des séries précambriennes du centre de Madagascar. Le premier diagramme, appelé "diagramme des roches totales", est basé sur le principe que les variations des fractions principales constituant les roches sédimentaires (quartz, silico-aluminates, carbonates et oxydes de fer) sont directement liées respectivement à celles de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 total et TiO_2 . H. de la ROCHE a montré que pour les minéraux et les roches communes, il existait une relation simple entre les teneurs en oxydes.

(1) Le développement des lydiennes à nodules phosphatés serait lié selon S. KRYLATOV (1963) et J. BOULADON et al. (1963) à l'existence d'un volcanisme de type kéra-tophyrique intraviséen.

$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ (total) + $CaO + TiO_2 + K/100 SiO_2 \approx K$ (où K est proche de 73). Il présente ainsi une représentation graphique triangulaire dont les pôles sont définis par $SiO_2 \times 0,73$, Al_2O_3 et Fe_2O_3 (total) + $CaO + TiO_2$ (fig. 71 A). Dans ce diagramme sont reportés les minéraux principaux, les aires de dispersion des grandes familles de roches détritiques et la série ignée type de Daly. Il est à noter que le regroupement des silico-aluminates entraîne un regroupement de roches de natures différentes : roches ignées, shales et grauwackes. Par contre, les variations de la charge siliceuse, caractéristique dominante des séries détritiques dessine une tendance très oblique par rapport à la série ignée. Venant en complément du précédent, le diagramme des silico-aluminates permet d'étudier les variations relatives de MgO , Na_2O et K_2O (fig. 71B). H. de la ROCHE et B. MOINE ont montré clairement que le comportement différentiel de ces éléments au cours des processus d'altération permettait d'expliquer aisément la localisation des principaux ensembles de roches détritiques et les différences entre les tendances sédimentaires et ignées. Ainsi les grauwackes, sédiments de faible maturité et fréquemment contaminés par un volcanisme orogénique s'enracinent dans le domaine igné. Les arkoses et les shales témoignent pour leur part de la forte mobilité du sodium dans les zones d'altération. Les tendances d'évolution sédimentaire sont ainsi distinctes de la lignée définie par les roches ignées. Dans ce diagramme, H. de la ROCHE associa à chaque point la valeur du rapport $100(MgO + Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ appelé "indice de basicité". Les variations de ce rapport reflètent la moindre mobilité de l'alumine vis à vis des autres éléments.

Nous avons enfin utilisé le diagramme de l'alumine (H. de la ROCHE, 1968) auquel nous nous sommes référés tout au long de notre étude géochimique des roches ignées (fig. 72).

Il n'est pas dans notre intention d'entreprendre une étude détaillée des conditions de sédimentation des formations schisteuses paléozoïques, nous nous contentons de souligner leurs principales caractéristiques.

2) LA SERIE CAMBRIENNE : Au cours de la présentation lithologique, nous avons distingué dans la série de Canaveilles deux formations schisteuses : les schistes ampéliteux associés aux calcaires de la base du complexe et les séricitoschistes constituant la majeure partie de la série.

Les schistes ampéliteux, illustrés par l'échantillon S6196 se distinguent sensiblement des shales moyens par leur caractère siliceux et potassique et au contraire leur teneur faible en magnésium, calcium, fer et alumine (tableau XLIV). D'autre part, la forte valeur de la perte au feu traduit leur richesse en matières organiques. Ces particularités expliquent la localisation singulière des schistes ampéliteux par rapport aux shales dans les différents diagrammes (fig. 71 et 72 A). Du point de vue minéralogique, ceci semble traduire la présence dans ces schistes d'une proportion importante de quartz et de phases potassiques, plus précisément de feldspath alcalin, ce qui permettrait d'expliquer la valeur relativement élevée de l'indice de basicité (47) malgré le déficit en magnésium.

Dans l'ensemble des séricitoschistes, deux groupes s'individualisent. Le premier (illustré par les trois échantillons S6203, S6205, S6207) se distingue des shales par leur teneur plus élevée en soude, alumine et magnésium et par contre, leur fort déficit en calcium. Dans les diagrammes chimico-minéralogiques, ce groupe présente une aire de dispersion allongée dont la localisation particulière par rapport aux shales (notamment dans le diagramme de l'alumine) peut s'expliquer par la richesse relative de ces schistes en minéraux tels que les chlorites, la montmorillonite ou les vermiculites (fig. 71 et 72A). L'allongement de ce groupe, défini par la succession des trois échantillons S6203, S6205 et S6207 (tableau XLIV), se traduit, du

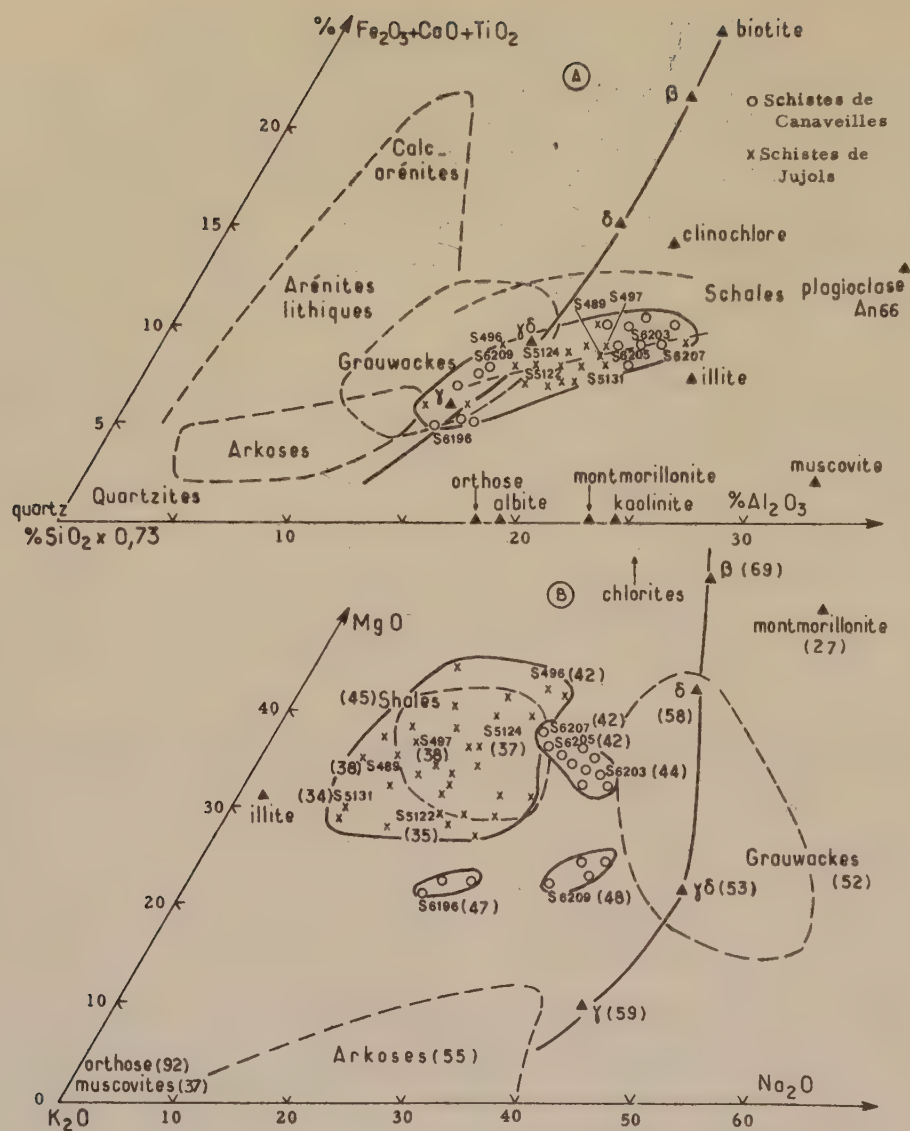


Fig. 71 - Diagrammes chimico-minéralogiques des "roches totales" (A) et des silico-aluminates (B) - (H. de La Roche, 1965, B. Moine, 1971).
Etude de la répartition des schistes de Jujols (ordoviciens) et de Canaveilles (cambriens).

point de vue chimique par la décroissance sensible du calcium et de la soude tandis que la potasse et à un moindre degré le fer et le magnésium augmentent. Dans les diagrammes chimico-minéralogiques, cette évolution tend à écarter progressivement les échantillons du domaine des grauwackes en direction d'un pôle intermédiaire entre les illites et les chlorites. Une telle évolution s'explique peut-être par une sédimentation alternativement plus grossière (tendance grauwackeuse, présence de phases feldspathiques) et plus fine (prédominance des minéraux argileux).

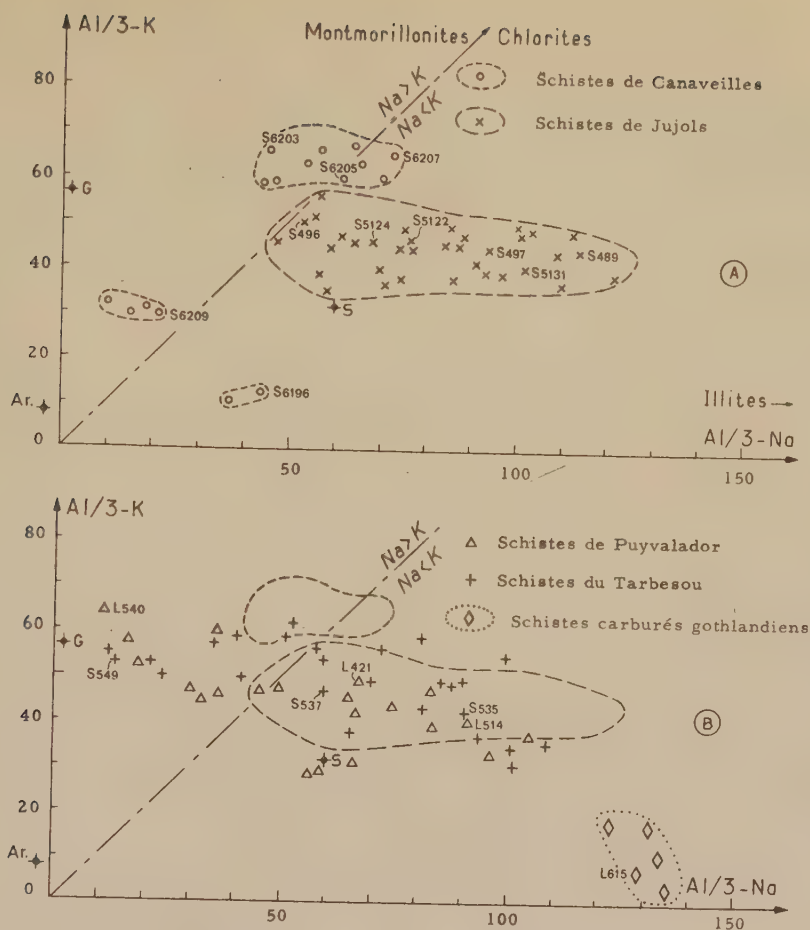


Fig. 72 - Diagramme chimico-minéralogique de l'alumine.

(A) - Distinction des deux grands ensembles schisteux anté hercyniens : Schistes de Canaveilles (Cambrien) - Schistes de Jujols (Ordovicien) - Schistes carburés (Gothlandien).

(B) - Comparaison des deux ensembles schisteux de Puyvalador et du Tarbesou avec les schistes de Canaveilles et de Jujols, Schistes carburés (Gothlandien).

Points représentatifs des compositions moyennes (F. J. Pettijohn, 1957) : S : Shales - G : Grauwackes - Ar : Arkoses -

Le second groupe, illustré par l'échantillon S6209, s'individualise nettement par rapport au précédent par sa pauvreté en alumine, fer et magnésium et au contraire sa richesse en silice et calcium (les autres éléments étant équivalents). L'important décalage de ce groupe vis à vis du précédent, dans les diagrammes chimico-minéralogiques, s'explique par l'importance de sa charge quartzeuse et peut-être une proportion supérieure en feldspaths (orthose et plagioclase), les proportions en minéraux argileux étant par contre sensiblement plus faibles. Ceci peut expliquer l'absence, dans ce groupe d'une évolution en direction du pôle illite-chlorite noté précédemment. Nous observons enfin que le décalage de ce groupe s'effectue nettement en direction du domaine des arkoses (fig. 71 et 72).

Ainsi la sédimentation cambrienne se caractérise par le dépôt de formations relativement peu dégradées montrant une alternance de niveaux pélitiques, grésopélitiques à tendance grauwackeuse et gréseux à tendance arkosique. Ceci évoque une sédimentation rapide en milieu marin fortement subsident.

	A					B		
	S6196	S6203	S6205	S6207	S6209	S	G	Ar
SiO ₂	61,70	57,20	58,00	55,00	67,90	58,10	64,7	75,57
Al ₂ O ₃	13,80	20,60	19,80	21,60	14,90	15,40	14,8	11,38
Fe ₂ O ₃	3,97*	6,74*	6,98*	7,05*	5,22*	4,02	1,5	0,82
FeO						2,45	3,9	1,63
MnO	0,02	0,09	0,09	0,08	0,08	-	0,1	0,05
MgO	1,27	2,96	2,98	3,34	1,56	2,44	2,2	0,72
CaO	0,48	1,43	1,15	0,95	1,74	3,11	3,1	1,69
Na ₂ O	1,44	2,82	2,31	2,15	2,35	1,30	3,1	2,45
K ₂ O	3,73	3,25	3,27	3,63	3,23	3,24	1,9	3,35
TiO ₂	0,68	0,79	0,81	0,76	0,78	0,65	0,5	0,42
P.F.	12,22	4,33	3,69	4,34	1,94	9,24	4,2	1,92
TOTAL	99,31	100,21	99,08	98,90	99,70	99,95	100,0	100,0

Tableau XLIV-A : Compositions chimiques des principaux ensembles constituant les schistes de Canaveilles (Cambrien) - Analyses CRPG - Nancy -

S6196 : Schiste ampéliteux

S6203 - S6205 - S6207 : Schistes pélitiques à gréso-pélitiques

S6209 : Schiste gréseux à tendance arkosique

B : Compositions moyennes de diverses formations sédimentaires (F.J. PETTIJOHN, 1957) - S : shales - G : grauwackes -

Ar : arkoses -

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

3) LA SERIE ORDOVICIENNE : Les schistes de Jujols rattachés à l'Ordovicien se regroupent contrairement à la série précédente en un seul ensemble (fig. 71 et 72A). Nous notons d'autre part la grande similitude existant entre les échantillons prélevés à proximité du village de Jujols et ceux qui proviennent des schistes ordoviciens situés au Sud du Massif de Quérigut (entre le Massif de Mont-Louis et les schistes calcaireux Ashgilliens) (tableau XLV). Ces deux groupes se localisent dans la même aire de dispersion. Nous vérifions ainsi l'absence de variation latérale dans la série ordovicienne.

Tout en se centrant sur le domaine des shales (fig. 71 et 72 A), les schistes ordoviciens s'en distinguent par leur caractère plus siliceux et alumineux et par contre leur important déficit en calcium, en magnésium et en soude, de plus leur "indice de basicité" est sensiblement inférieur (34 à 42). Ces caractères traduisent vraisemblablement l'existence d'une forte dégradation.

L'allongement très marqué de l'aire de dispersion des schistes de Jujols est induit par une alternance de niveaux pélitiques (S5131 et S489) et de niveaux grésopélitiques renfermant une proportion notable de feldspaths ce qui se marque, dans le diagramme de l'alumine par une convergence nette en direction des grauwackes. Enfin, l'important étalement transversal de cette série en direction d'un pôle intermédiaire entre illite et chlorites (fig. 71B) peut être relié, comme dans le cas des schistes de Canaveilles à une sédimentation alternativement plus grossière et plus fine.

Etant donné leur caractère fortement dégradé, les schistes de Jujols s'individualisent nettement vis à vis des schistes de Canaveilles, leurs aires de dispersion étant distinctes.

Ainsi la sédimentation ordovicienne ne semble pas présenter un régime fondamentalement différent de celui du Cambrien, régime sans doute flyscholide, mais elle est constituée par des matériaux nettement plus dégradés.

	A			B		
	S5124	S5122	S5121	S496	S497	S489
SiO ₂	67,50	63,50	61,30	66,90	60,20	57,40
Al ₂ O ₃	16,10	17,60	18,75	15,00	19,90	21,30
Fe ₂ O ₃ *	6,81	7,02	7,49	8,06	7,95	7,69
MnO	0,05	0,05	0,06	0,09	0,07	0,05
MgO	2,01	1,76	1,89	2,65	2,77	2,86
CaO	0,09	0,14	0,23	0,33	0,33	0,28
Na ₂ O	1,15	1,19	0,66	1,40	0,95	0,76
K ₂ O	2,83	3,20	3,84	2,27	3,78	4,44
TiO ₂	0,74	0,65	0,68	0,72	0,79	0,86
P.F.	4,00	4,39	5,09	3,39	4,14	4,36
TOTAL	99,48	99,50	99,99	100,81	100,88	100,00

Tableau XLV : Compositions chimiques d'échantillons représentatifs des schistes de Jujols (Ordovicien) - Analyses CRPG - Nancy -
A : Echantillons prélevés à proximité du village de Jujols
B : Echantillons prélevés au Sud du Massif de Quérigut
* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

L'encaissant immédiat du Massif de Quérigut au Sud et à l'Ouest est constitué par deux puissants ensembles schisteux dont l'attribution stratigraphique n'a pas été définie avec précision (ils sont notés cambro-ordoviciens par G. GUITARD et al. (1972)). Nous avons appelé schistes de Puyvalador, les formations localisées au Sud entre le Massif et la faille de Mérens qui les isole des calcaires dévoniens et schistes du Tarbesou les formations constituant à l'Ouest l'encaissant des Massifs de Quérigut et de l'Aston.

Ces deux ensembles, illustrés chacun par trois échantillons (tableau XLVI) présentent les mêmes caractères chimiques et se regroupent dans une seule aire de dispersion (fig. 72B et 73). S'enracinant dans les schistes de Jujols, les schistes de Puyvalador et du Tarbesou s'en échappent fortement en direction des grauwackes. Tout en étant proches des grauwackes moyennes, les termes extrêmes de la série (L540 et S549) s'en distinguent par leur caractère alumineux et potassique et leur déficit en calcium.

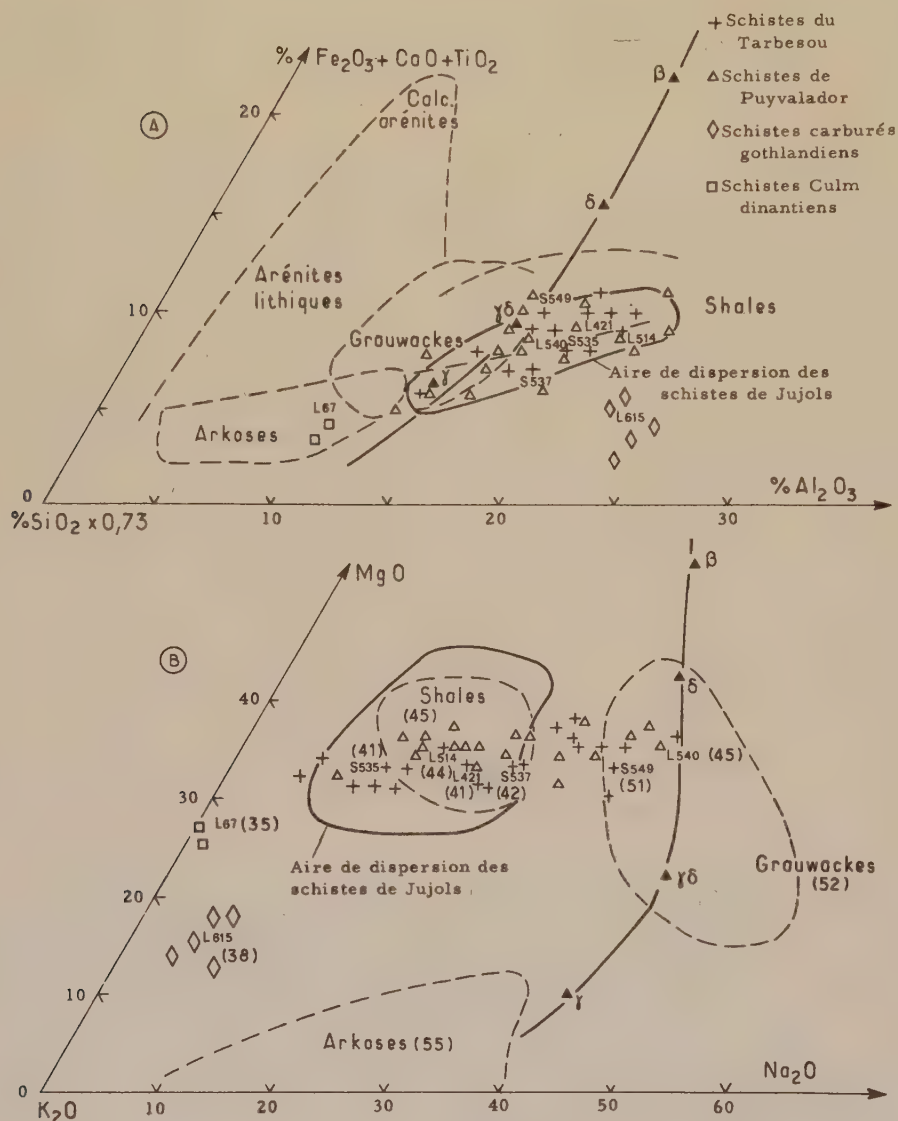


Fig. 73 - Diagrammes "roches totales" (A) et des silico-aluminates (B).

Etude de la dispersion des schistes du Tarbesou et de Puyvalador - Leur localisation par rapport aux schistes de Jujols.
Localisation des schistes carburés gothlandiens et des schistes Culm dinantiens.

	A			B		
	L514	L421	L540	S535	S537	S549
SiO ₂	57,30	61,60	63,40	57,30	61,50	62,10
Al ₂ O ₃	20,90	18,70	17,00	20,85	18,30	16,95
Fe ₂ O ₃ *	6,73	6,61	5,13	6,96	5,62	5,82
MnO	0,10	0,10	0,09	0,08	0,08	0,08
MgO	3,27	2,55	2,35	2,91	2,35	2,81
CaO	0,72	0,96	2,49	0,85	0,86	1,94
NaO	1,39	1,68	3,12	1,43	1,87	3,00
K ₂ O	4,57	3,47	2,20	4,15	3,46	2,76
TiO ₂	0,82	0,88	0,78	0,80	0,82	0,78
P.F.	3,78	3,49	3,45	4,57	3,85	2,92
TOTAL	99,58	100,04	100,01	99,90	98,71	99,16

Tableau XLVI : Compositions chimiques des échantillons témoins représentatifs des schistes de Puyvalador (A) et du Tarbesou (B) - Analyses CRPG - Nancy

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

Ainsi, tout en se rattachant à l'ensemble des schistes de Jujols, ce qui permet de les attribuer à l'Ordovicien, les schistes de Puyvalador et du Tarbesou s'en distinguent par la forte augmentation du caractère grauwaqueux. D'autre part, leurs indices de basicité étant sensiblement supérieurs à ceux des schistes ordoviciens normaux (ils varient de 41 à 45), ces formations apparaissent moins dégradées. Ce caractère est l'indice d'une sédimentation plus grossière indiquant peut-être une plus grande proximité, par rapport aux schistes de Jujols normaux, du "socle" ayant alimenté la sédimentation ordovicienne. Il est à noter enfin que l'acquisition du "caractère grauwaqueux" ne peut absolument pas être relié à une action métamorphique induite par le granite. En effet, les deux échantillons L514 et S535 prélevés à moins d'un mètre du Massif de Quérigut, l'un dans les schistes de Puyvalador, l'autre dans les schistes du Tarbesou, ont les caractères de pelites franches.

4) LA SERIE GOTHLANDO-DEVONIENNE : Les schistes carburés de la base du Gothlandien s'individualisent très nettement par rapport aux ensembles schisteux décrits précédemment par leur caractère très potassique et alumineux et par contre leur important déficit en fer, magnésium, calcium et sodium (tableau XLVII). Ils occupent ainsi une position très particulière dans les différentes représentations graphiques (fig.73). Du point de vue minéralogique, ces caractères traduisent sans aucun doute la présence dans ces formations d'une proportion importante d'illite. L'origine de la richesse singulière en potassium s'explique peut-être par une addition, au cours de la sédimentation, de potassium aux minéraux argileux fortement dégradés (B. MOINE, 1971).

Ceci a pu être favorisé par les conditions de sédimentation très particulières régnant au début du Gothlandien.

Le passage aux formations gothlando-dévonienues puis dévonienues se marque, du point de vue chimique, par la croissance très rapide du calcium tandis que les autres éléments chutent brutalement, leurs proportions devenant très faibles dans les calcaires massifs de la fin de la série (tableau XLVII). Enfin les passées dolomitiques renfermées dans les calcaires du Dévonien moyen sont constituées de dolomie pratiquement pure (L525).

	A						B	
	L615	L657	L656	L510	L58	L525	L63	L67
SiO ₂	56,90	41,10	23,20	6,20	2,93	-	88,70	77,90
Al ₂ O ₃	22,40	14,80	10,05	3,04	1,17	-	0,07	10,40
Fe ₂ O ₃ *	3,89	4,33	4,35	4,21	0,64	0,79	0,69	3,11
MnO	0,06	0,08	0,11	0,33	0,05	0,06	-	0,04
MgO	1,28	0,60	1,20	0,40	0,61	20,96	-	0,97
CaO	0,41	18,66	31,93	47,49	52,14	31,55	4,81	0,53
Na ₂ O	0,49	0,08	0,18	0,18	0,20	0,15	0,04	-
K ₂ O	6,70	3,49	1,59	0,37	0,20	0,05	0,20	2,62
TiO ₂	0,97	0,67	0,41	0,15	0,09	0,06	0,04	0,69
P ₂ O ₅							3,53	
CO ₂							0,69	
H ₂ O							0,50	
P.F.	7,33	16,31	27,43	38,00	41,28	47,05		2,66
TOTAL	99,94	100,12	100,45	100,37	99,31	100,67	100,07	98,92

Tableau XLVII : Composition chimique des principaux ensembles lithologiques constituant les séries gothlando-dévonienne (A) et dinantienne (B) - Analyses CRPG - Nancy
 Gothlando-dévonien : L615 Schiste carburé - L657 Calcschiste satiné - L656 Calcaire en plaquettes à niveaux schisteux - L510 Calcaire à chailles - L58 Calcaire massif encrinétique - L525 dolomite
 Dinantien : L63 lydienne noire à nodules phosphatés - L67 Schiste gréseux "Culm"

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

5) LA SERIE DINANTIENNE : Dans le complexe dinantien qui marque, dans l'encaissant du Massif de Quérigut, la fin de la sédimentation antéhercynienne, les lydiennes de la base ont des compositions de quartzite pratiquement pur mis à part les teneurs

importantes en CaO et P_2O_5 qui s'expliquent par la présence de petits nodules phosphatés (tableau XLVII).² Enfin malgré leur teinte très noire, les lydiennes ne renferment que peu de CO_2 , ce qui est l'indice d'une faible proportion de matière organique. Ceci est dû à la très fine distribution de ces produits dans l'ensemble de la roche.

Les schistes "Culm" qui renferment les lentilles de poudingue polygénique ont une composition de grès phylliteux (les phyllites étant très vraisemblablement représentées en quasi totalité par de l'illite) (tableau XLVII et fig. 72B et 73). Ces formations sont fortement dégradées ce qui se marque par l'absence complète de la soude et la valeur faible de leur indice de basicité (35).

A - Chapitre 2

CARACTERES LITHOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES SEPTA METASEDIMENTAIRES LEURS LIAISONS AVEC LES SEDIMENTS ENCAISSANTS

INTRODUCTION : La grande abondance de septa métasédimentaires de nature très variée que renferme le Massif de Quérigut dans sa partie méridionale constitue une de ses particularités les plus remarquables. Leur étude pétrographique et minéralogique détaillée a permis à A. LACROIX (1899-1900) de présenter sa fameuse théorie de l'endo et exomorphisme dont nous avons souligné les principales caractéristiques dans l'introduction de notre mémoire. Les septa, où dominent très largement les termes calcareux (marbres, cipolins à minéraux, cornéennes calciques) sont particulièrement abondants au Sud-Ouest du Massif, principalement entre la vallée de Baxouillade et le sommet du Clots de Lègue. De très beaux exemples s'observent notamment dans la vallée du Laurenti (Pl. XIX-1) où ils peuvent y atteindre de grandes dimensions et une puissance supérieure à 100 mètres.

L'étude des septa pose trois problèmes importants auxquels nous nous efforcerons d'apporter une solution : leur attribution stratigraphique, la nature du métamorphisme qu'ils ont subi, leur évolution chimico-minéralogique lors de la mise en place des formations ignées. Dans ce chapitre, nous aborderons le problème de l'âge des septa tandis que les deux autres questions seront traitées dans les chapitres suivants.

Avant d'entreprendre cette étude, nous rappelons que nous avons déjà abordé le problème de l'attribution stratigraphique des septa métasédimentaires (J. LETERRIER, 1967) à la suite de la découverte parmi ces septa de bancs de quartzites noirs à apatite et de poudingues polygéniques. Ayant pu établir un parallèle entre ces deux formations et les lydiennes et poudingues polygéniques présents dans le Dinantien au Nord du Massif, nous en avons conclu à l'âge très vraisemblablement dévono-dinantien des septa.

Dans l'étude qui suit, après une présentation structurale très succincte, nous nous attacherons, en nous basant sur des données lithologiques et géochimiques, à vérifier et compléter cette attribution stratigraphique.

I - CARACTERES STRUCTURAUX DES SEPTA METASEDIMENTAIRES

Pour définir l'âge de la série stratigraphique offerte par les septa métasédimentaires, il serait nécessaire de connaître leurs relations structurales. Cependant, étant donné les intenses déformations tectoniques qu'ils ont subies, souvent compliquées par un très important fluage des calcaires (Pl. XIX-2-3), cette étude apparaît particulièrement délicate. De plus, les bancs métasédimentaires sont discontinus, découpés et parfois déplacés par les lames granitiques. Pour ces raisons et compte tenu de notre incompétence en matière structurale, nous nous sommes limités à quelques études détaillées dans la vallée du Laurenti où les septa sont bien développée et fournissent des affleurements suivis. Ayant réussi à définir, dans cette zone, deux niveaux repères importants représentés par des micaschistes graphiteux et un poudingue polygénique (ces deux formations pouvant être calées stratigraphiquement), nous avons mis en évidence l'existence d'une structure d'ensemble à caractère isoclinal fortement redressée. Les axes des plis notablement resserrés ont ici une direction variant de N80E à N110E et un faible pendage de 10 à 20° vers l'Est. Sous l'effet de ce plissement, les couches sont très redressées présentant un pendage subvertical très généralement dirigé vers le Nord (65 à 90°). Ces replis isoclinaux expliquent, du moins en partie, l'importance des septa, leur puissance cumulée atteignant environ 2000 m. Afin d'illustrer cette structure, nous présentons (fig. 74) une coupe schématique Nord-Sud réalisée entre le Pic de Terres, localisé dans les schistes ordoviciens au Sud du Massif et la vallée de la Barbouillère au pied du Roc Blanc dans la zone complexe basique-acide limitant la partie méridionale du Massif.

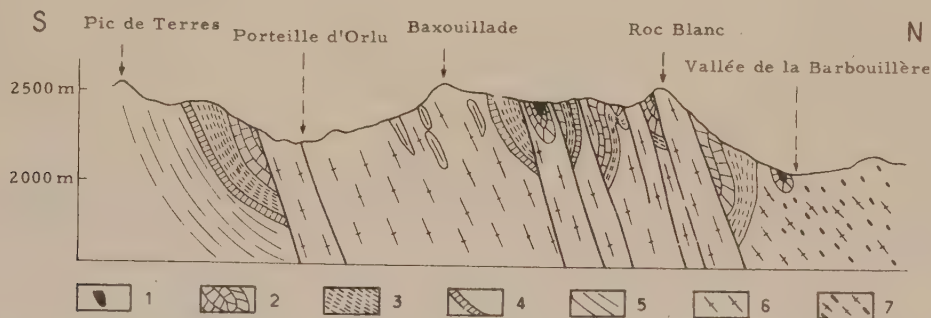


Fig. 74 - Coupe schématique entre le Pic de Terres et la vallée de la Barbouillère montrant la disposition structurale des septa métasédimentaires dans la partie méridionale du Massif de Quérigut.

1 : Poudingues polygéniques et quartzites noirs à apatite (Dinantien) - 2 : Calcaires massifs et marbres calcaires (Dévonien moyen et supérieur ?) - 3 : Calcschistes calcaires en plaquettes à niveaux schisteux - cornéennes calciques massives ou rubannées (Gothlando-Dévonien) - 4 : Schistes carburés - micaschistes graphiteux (Gothlandien) - 5 : Quartzo-pélites - micaschistes massifs rubannés (Ordovicien) - 6 : Granitoïdes méridionaux - 7 : Zone complexe basique acide -

II - CARACTERES LITHOLOGIQUES DES DIFFERENTS FACIES CONSTITUANT LES SEPTA

D'après leur nature lithologique, nous avons scindé les septa métasédimentaires en trois grands ensembles : les micaschistes, les formations calcaireuses, enfin les poudingues et quartzites noirs. Les leptynolites forment une catégorie à part à laquelle sera réservé un chapitre particulier.

1) LES MICASCHISTES : Etant donné la très importante recristallisation métamorphique à laquelle ont été soumises les formations schisteuses qui ont donné naissance aux micaschistes, la reconnaissance de leur nature lithologique initiale s'avère délicate. Nous avons cependant pu distinguer trois groupes. Le premier est représenté par des micaschistes sombres, en bancs métriques à décamétriques, relativement fissiles, riches en biotite et renfermant parfois de l'andalousite et de la sillimanite. Ils se caractérisent essentiellement par la présence de produits graphiteux dans leurs clivages.

Le second est constitué de micaschistes, en petits bancs métriques, très massifs, de teinte claire. Ce sont des micaschistes à deux micas relativement pauvres en biotite, et par contre très quartzeux.

Dans le troisième groupe enfin, nous avons rassemblé plusieurs types de micaschistes présentant des aspects variés. Nous n'avons pas établi de coupure dans cet ensemble car l'aspect de ces formations peut changer non seulement d'un banc à un autre mais également à l'intérieur d'un même banc. Ce sont tous des micaschistes très massifs à grain fin et cassure esquilleuse. Ils présentent parfois un fin rubannement caractérisé par l'alternance centimétrique de lits de teinte claire, essentiellement quartzo-feldspathiques et de lits sombres très biotitiques. Ces divers micaschistes apparaissent soit en bancs dont la puissance varie de quelques mètres à plusieurs décamètres, soit en enclaves métriques à décimétriques, anguleuses, présentant des contacts très francs avec les granitoïdes qui les renferment, localisées essentiellement à proximité de la bordure Sud du Massif (Pic de Baxouillade et région du Madras). Enfin du point de vue minéralogique, ce groupe est constitué de micaschistes à deux micas, de micaschistes feldspathiques (à microcline) à biotite, de micaschistes à andalousite et sillimanite et enfin de micaschistes à biotite et almandin. Le grenat, seul minéral de métamorphisme reconnaissable à l'oeil nu se développe en petits cristaux, pouvant atteindre plusieurs millimètres et rarement un centimètre, qui se rassemblent en lits préférentiels.

Etant donné l'existence d'une répétition de la série stratigraphique définie par les septa et leur grande discontinuité, la mise en évidence d'une corrélation entre les différents types de micaschistes et les ensembles schisteux de l'enveloppe sédimentaire du Massif de Quérigut est souvent aléatoire. Cependant, le caractère graphiteux des micaschistes du premier groupe et le fait qu'ils soient localement associés à des calcaires noirs (notamment dans la vallée du Laurenti) tendraient à les paralléliser avec les schistes carburés du Gothlandien. D'autre part, les micaschistes quartziteux du second groupe ont parfois été observés en association avec des bancs métriques de poudingue polygénique (cette association est visible sur la crête du Laurenti à proximité du sommet du Pic de la Tribune). Nous sommes ainsi conduits à les paralléliser aux schistes "Culm" dinantiens. Les micaschistes du troisième groupe sont par contre plus difficiles à caler stratigraphiquement. En effet s'ils sont particulièrement bien développés à proximité de la bordure Sud du Massif semblant ainsi constituer les termes de base de la série sédimentaires, ils peuvent par contre apparaître plus haut dans la série en association avec les formations calcareuses. Si un parallélisme peut être localement établi entre ces micaschistes et les schistes de Jujols, notamment dans le cas où ils présentent un rubannement visible, il ne saurait être question de l'étendre à l'ensemble du groupe.

2) LES FORMATIONS CALCAREUSES : Très dominantes, les formations calcareuses apparaissent en septa de tailles extrêmement variées. Elles peuvent en effet constituer des septa de dimension réduite (ne dépassant pas 1 à 2 mètres de puissance) ou au contraire se développer en bancs irréguliers dont la puissance dépasse parfois une centaine de mètres. Nous avons, dans ce groupe, distingué trois ensembles : les cornéennes cal-

ciques, les cipolins et marbres calcaires, enfin les dolomies.

a) Les cornéennes calciques : Dans le groupe des cornéennes calciques apparaissent plusieurs types lithologiques. En premier lieu, nous observons des roches très massives présentant fréquemment un rubannement caractérisé par une alternance plus ou moins régulière de bancs décimétriques de teinte différente (verdâtre, brun, rougeâtre). Elles sont très finement cristallisées et leurs minéraux, non reconnaissables à l'œil nu, sont représentés par de la biotite, du grenat (grossulaire), de l'épidote et du diopside. Un second groupe est constitué par des bancs généralement peu puissants (n'excédant pas 1 à 2 m) de skarns monominéraux généralement bien cristallisés (les minéraux peuvent parfois prendre des formes automorphes notamment dans les druses). On peut reconnaître des grenatites rougeâtres et des épidotites vert clair. Enfin, nous avons adjoint à ce groupe des calcaires à niveaux siliceux. Ces niveaux siliceux, dont la puissance est centimétrique à décimétrique, ont des teintes variables suivant la nature des minéraux qui les constituent ; parfois ils apparaissent monominéraux et prennent l'aspect de skarns (grenatite et épidotite). Entre ces niveaux siliceux, les rubans calcaires, de teinte gris verdâtre à brun, sont riches en minéraux très finement cristallisés (biotite, grenat, épidote). Sous l'effet des déformations tectoniques, les niveaux siliceux ont été soit fortement plissés, soit lorsqu'ils sont relativement épais, fracturés et boudinés par le calcaire qui montre un fluage important (Pl. XIX-3).

b) Les cipolins et marbres calcaires : Les cipolins sont également assez variés ; ils regroupent en effet des formations calcaires bien cristallisées présentant soit un aspect rubané, soit au contraire un aspect massif. Leur teinte varie notablement du gris clair au brun clair. Les minéraux qu'ils renferment, généralement finement cristallisés et dispersés dans un fond de calcite peuvent parfois acquérir des tailles importantes. C'est notamment le cas des grenats dont le développement devient localement spectaculaire (les cristaux pouvant atteindre 1 à 2 cm de diamètre).

Les marbres calcaires sont des roches très massives de teinte généralement claire (blanc à gris clair) bien cristallisées et ne montrant aucune orientation. Ils peuvent parfois renfermer de très fines passées siliceuses (dont la puissance est très généralement inférieure à 1 cm) fortement déformées et fracturées.

c) Les dolomies : Très rares, les dolomies qui apparaissent en petits bancs métriques sont reconnaissables par leur grande pureté. Ce sont en effet des roches blanches bien cristallisées qui apparemment ne renferment pas d'autre minéral que de la dolomite.

3) LES QUARTZITES ET POUDINGUES POLYGENIQUES : Ces deux formations étant parfaitement reconnaissables constituent, malgré leur faible importance d'excellents niveaux repères qui ont été très utiles lorsque nous avons tenté notre reconstitution structurale des septa. Ayant précédemment (J. LETERRIER, 1967) décrit ces deux formations, nous nous contenterons de rappeler ici leurs caractéristiques principales :

- Les quartzites noirs sont des roches très massives à cassure esquilleuse dont la couleur noire est due à de fines particules organiques. Ils renferment localement de petits nodules constitués par l'enchevêtrement de cristaux d'apatite. Enfin ils constituent des bancs métriques généralement fracturés et boudinés.

- Les poudingues polygéniques apparaissent également en bancs métriques qui se pincent latéralement dans les schistes quartzeux qui localement les renferment. Ils contiennent d'abondants galets généralement de petite taille (ne dépassant pas 10 cm), très bien orientés parallèlement à la schistosité de la matrice. Ces galets sont constitués en majeure partie par du quartz et des quartzites (clairs ou noirs) et plus rarement des micaschistes, des gneiss et des granites.

1) LES MICASCHISTES : Nous disposons, pour illustrer les différents ensembles de micaschistes distingués précédemment, de 34 analyses chimiques (éléments majeurs). Dans les diagrammes chimico-minéralogiques, les points représentatifs de ces formations se dispersent très fortement (fig. 75 et 76). Nous notons d'autre part que ces roches tendent à se localiser sensiblement à l'écart des formations sédimentaires encaissantes.

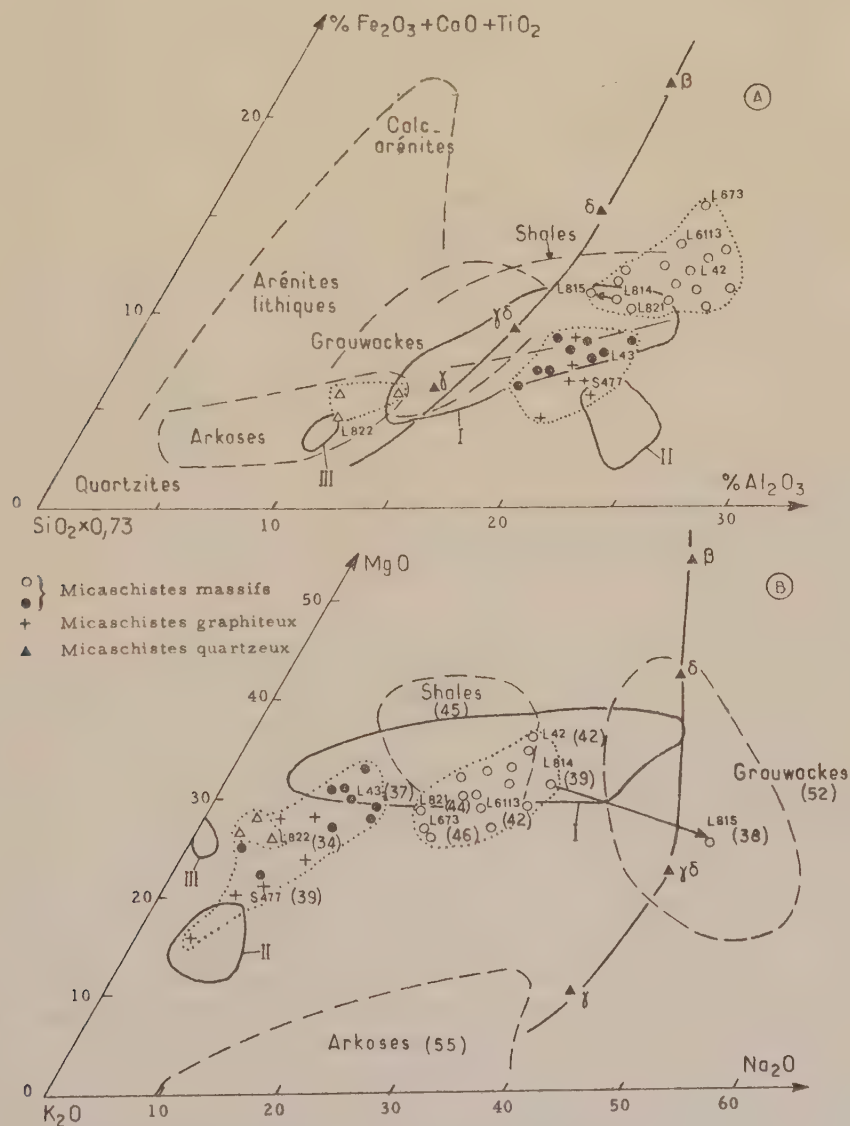


Fig. 75 - Diagrammes chimico-minéralogiques des "roches totales" et des "silico-aluminates" - Caractérisation des micaschistes en septa dans le Massif de Quérigut - Comparaison avec les schistes encaissants : I : Schistes de Puyvalador et du Tarbesou (ordoviciens) - II : Schistes carburés (gothlandiens) - III : Schistes "Culm" (dinantiens) -

Toutefois, il est possible de retrouver, au moins partiellement, les groupes distingués lithologiquement. Le premier, constitué par les micaschistes quartzeux à deux micas, se regroupe à proximité de l'aire de dispersion des schistes "Culm" dinantiens. Ils s'en écartent légèrement étant plus calciques et sodiques et par contre moins potassiques (L822, tableau XLVIII). Ces différences étant cependant faibles, l'attribution de ces schistes au Dinantien semble justifiée. De même les schistes graphiteux sont proches des schistes carburés gothlandiens étant toutefois plus riches en fer, magnésium et soude et au contraire déficitaires en alumine et potasse (S477). Malgré cette différence, nous pouvons rattacher ces schistes au Gothlandien. Par contre, le groupe des micaschistes massifs tend à se scinder en

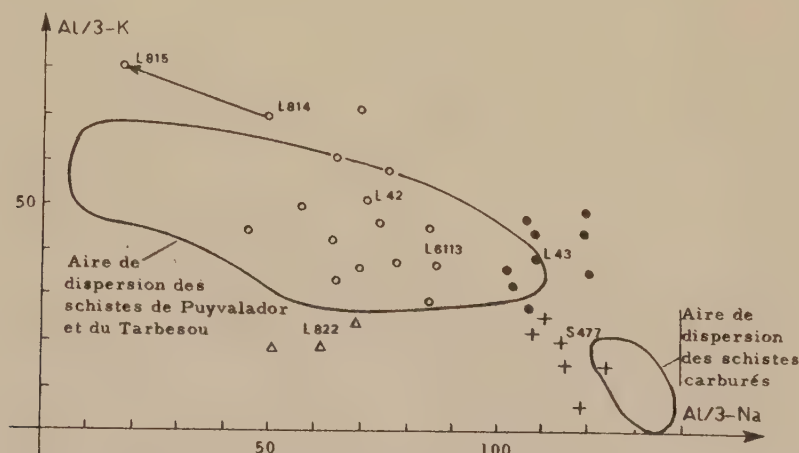


Fig. 76 - Diagramme chimico-minéralogique de l'alumine.
Etude de la dispersion des principaux ensembles de micaschistes en septa dans la zone méridionale du Massif de Quérigut.
Même légende que fig. 75.

deux ensembles. Le premier, illustré par les trois échantillons L6113, L42 et L814, tout en s'enracinant dans l'aire de dispersion des schistes de Puyvalador et du Tarbesou, s'en écarte largement. Ce décalage est lié à leur plus grande richesse en alumine, fer et calcium et à un moindre degré, en potasse ; ils sont en contre-partie moins siliceux et légèrement plus pauvres en magnésium. Enfin le jeu de la soude est plus difficile à déterminer étant donné la grande variation de cet élément dans les schistes de Puyvalador et du Tarbesou. Malgré ce décalage sensible et compte tenu de la localisation fréquente de ces micaschistes à la base de la série définie par les septa (notamment entre la vallée du Laurenti et la vallée de l'Aude), nous pouvons rattacher ces micaschistes à l'Ordovicien. Les micaschistes regroupés dans le second ensemble, illustré par l'échantillon L43, s'individualisent nettement par rapport aux précédents par leur pauvreté en soude et calcium. Ces caractères tendent par contre à les rapprocher des schistes graphiteux. En effet dans les représentations graphiques, ce second ensemble de micaschistes se localise bien dans le même domaine que ces micaschistes graphiteux dont ils prolongent l'aire de dispersion en direction des plus fortes teneurs en fer, titane, calcium, soude et magnésium. Toutefois le rattachement de ces schistes aux formations gothlandiennes pose un problème important. En effet dans l'encaissant du Massif, comme d'ailleurs dans l'ensemble des Pyrénées, les schistes gothlandiens sont carburés. Or les matières organiques se conservent durant le métamorphisme en donnant naissance à du graphite, ce que nous vérifions avec l'échantillon S477. Dès lors comment expliquer l'absence de ce minéral dans les schistes que nous venons d'étudier ? Il se pourrait que notre attribution stratigraphique soit erronée

	I	II	III				
	L822	S477	L43	L6113	L42	L814	L815
SiO ₂	79,10	58,10	58,80	55,10	58,20	58,50	61,80
Al ₂ O ₃	10,90	20,95	20,80	21,55	20,55	20,00	18,80
Fe ₂ O ₃	3,06	5,35	6,48	9,20	6,93	6,69	5,73
MnO	0,06	0,04	0,09	0,17	0,09	0,08	0,06
MgO	0,94	1,73	2,25	2,44	2,65	2,36	1,78
CaO	1,06	0,34	0,72	1,46	2,19	3,26	4,45
Na ₂ O	0,27	0,71	0,86	1,66	1,96	2,56	3,26
K ₂ O	2,47	5,69	4,62	4,85	3,90	2,90	2,07
TiO ₂	0,45	0,83	0,87	1,40	0,64	0,88	0,82
P.F.	1,14	6,03	4,00	2,31	2,65	1,64	1,07
TOTAL	99,45	100,27	99,49	99,84	99,76	98,87	99,84

Tableau XLVIII : Composition chimique des différents ensembles de micaschistes en septa dans la partie méridionale du Massif de Quérigut - Analyses CRPG - Nancy -
 I : Micaschiste quartzeux à deux micas (Dinantien)
 II : Micaschiste graphiteux à deux micas (Gothlandien)
 III : Micaschistes massifs : L43 micaschiste à deux micas (Gothlandien ?) - L6113 micaschiste à andalousite, sillimanite (Ordovicien) - L42 micaschiste à deux micas (Ordovicien) - L814 et L815 micaschistes feldspathiques à deux micas prélevés dans un même banc, le premier à un mètre du contact avec une tonalite, le second au contact même.

et que ces schistes représentent en fait des niveaux particuliers se rattachant à l'Ordovicien. En réalité, ceci ne semble guère probable car plusieurs échantillons de ces micaschistes proviennent de bancs associés aux formations calcaireuses qui se rattachent, ainsi que nous le verrons plus loin, au gothlando-dévonien. Il est possible par contre d'envisager la possibilité d'un milieu de sédimentation différent de celui qui a donné naissance aux schistes carburés. Ceci supposerait un milieu non euxénique, aéré et agité dans lequel les réductions anaérobies n'auraient pu se produire. Nous ne disposons pas de données suffisantes pour pouvoir trancher ce problème.

Tout en ayant pu caler stratigraphiquement les septa micaschisteux, nous avons souligné l'existence constante de différences chimiques entre ces septa et les formations sédimentaires équivalentes. Ces différences sont-elles originelles, liées à un type particulier de sédimentation, ou au contraire secondaires et induites par

le métamorphisme (action métasomatique des granitoïdes) ? L'existence d'une action métasomatique des granitoïdes sur les micaschistes qu'ils renferment est très vraisemblable, du moins localement. En effet, en bordure de certains bancs de micaschistes, dans la zone de contact immédiat avec les granitoïdes, on observe sur une puissance de deux ou trois centimètres au maximum un important développement de quartz et de plagioclase largement cristallisés. Afin de définir l'évolution chimique liée à ce phénomène, nous présentons (tableau XLVIII) les compositions de deux échantillons provenant d'un même banc de micaschiste ordovicien. Le premier (L814) a été prélevé au coeur de ce banc, le second (L815) à sa bordure dans laquelle se développe une zone quartzo-feldspathique centimétrique. La transition entre le coeur et la bordure du banc se traduit par une importante variation des teneurs des différents éléments. Nous notons ainsi la forte croissance de la silice, du calcium et de la soude, et en contre-partie, une diminution sensible des autres éléments. Dans les diagrammes chimico-minéralogiques (fig. 75 et 76), la tendance évolutive définie par les deux échantillons est franchement oblique par rapport à l'allongement des aires de dispersion des différents ensembles de micaschistes (allongement qui tend à écarter les micaschistes des formations sédimentaires auxquelles ils sont rattachés). Ainsi il ne saurait être question d'attribuer au seul phénomène métasomatique l'origine des caractères singuliers des micaschistes en septa. Ceci nous conduit donc à admettre que ces caractères sont en grande partie hérités, liés à un type de sédimentation particulier. Est-il possible toutefois de négliger entièrement l'action métasomatique ? Nous serions tentés d'admettre le rôle très secondaire joué par ce phénomène étant donné la très faible amplitude visible de ces manifestations. Il se peut cependant que son action soit plus étendue ne se traduisant pas par des recristallisations importantes. Afin de vérifier cette hypothèse, il serait nécessaire d'entreprendre dans les bancs de micaschistes un échantillonnage très serré depuis leur bordure jusqu'à leur centre. Ainsi, seule une étude très détaillée permettrait de déterminer l'ampleur de cette métasomatose.

Un élément de réponse à ce problème est peut-être fourni par les granitoïdes. En effet, ainsi que nous l'avons montré dans la première partie de notre mémoire, les granitoïdes méridionaux se singularisent vis à vis de leurs équivalents septentrionaux par deux caractères principaux ; ils sont en effet hyposodiques et, à un moindre degré hyperpotassiques. Or la transition entre les échantillons L814 et L815 se traduit par une forte croissance de la soude et par contre une baisse importante de la potasse. Cette observation tendrait à suggérer l'existence d'importants échanges métasomatiques entre les granitoïdes et les micaschistes qu'ils renferment. Une telle hypothèse si elle semble vraisemblable, demanderait, pour être acceptée, des études plus fines.

2) LES FORMATIONS CALCAREUSES : Compte tenu de la grande variété des types pétrographiques regroupés dans cet ensemble, il n'est pas surprenant de constater une très large dispersion des compositions chimiques. Afin d'illustrer ces formations, nous présentons (tableau L) les compositions de cinq échantillons représentatifs des principales unités définies précédemment.

La comparaison des termes de cet ensemble avec ceux de la série gothlando-dévonienne met en évidence des différences importantes surtout marquées entre les calcschistes et les calcaires à niveaux schisteux d'une part et les cornéennes calciques massives et rubanées d'autre part. Ces différences semblent toutefois pouvoir être expliquées, du moins partiellement, par l'importante recristallisation métamorphique des septa calcareux. En effet dans les cornéennes calciques, la calcite est très peu représentée et le calcium se localise à peu près uniquement dans les sili-

	I					II	III	
	S662	L664	S669	S667	L420	S42	L657	L656
SiO ₂	46,10	39,90	20,70	3,57	-	86,43	49,10	31,80
Al ₂ O ₃	14,70	18,45	8,10	1,90	-	0,87	17,65	13,75
Fe ₂ O ₃	5,79	7,83	3,44	1,19	0,41	0,52	5,15	5,96
MnO	0,07	0,39	0,10	0,21	0,01	-	0,09	0,15
MgO	2,32	0,30	2,14	0,71	13,42	0,36	0,72	1,64
CaO	19,94	31,41	37,27	50,73	41,10	5,70	22,25	43,60
Na ₂ O	0,95	0,35	0,29	0,18	0,22	-	0,09	0,25
K ₂ O	4,03	0,10	1,92	0,35	0,05	0,74	4,16	2,18
TiO ₂	0,93	0,56	0,41	0,13	0,09	0,07	0,80	0,56
P ₂ O ₅						3,69		
CO ₂						1,56		
H ₂ O						0,18		
P.F.	5,02	0,27	26,04	40,46	44,98			
TOTAL	99,85	99,56	100,41	99,43	100,28	100,15	100,01	99,89

Tableau XLIX : Compositions chimiques d'échantillons représentatifs de septa métasédimentaires du Massif de Quérigut. Analyses CRPG - Nancy -

I : Formations calcaireuses - S662 : cornéenne calcique massive à biotite diopside et grossulaire -
L664 : cornéenne calcique rubanée - alternance de lits calcaireux à minéraux (biotite, grossulaire, diopside) et de lits de cornéenne calcique massive (à épidote et diopside) - S669 : Cipolin rubané à minéraux (alternance de lits riches en biotite et de lits à diopside et grossulaire) - S667 : Marbre calcaire massif à grossulaire - L420 : Marbre dolomitique cristallin

II : Quartzite noir à apatite

III : Analyses de calcschiste et de calcaire en plaquettes à niveaux schisteux recalculées en éliminant la perte au feu.

cates (diopside, grossulaire, épidote) ce qui se traduit par une perte au feu particulièrement faible. Cette observation nous a conduit à recalculer les compositions d'un calcschiste (L657) et d'un calcaire en plaquettes à niveaux schisteux (L656) en éliminant la perte au feu. Les nouvelles compositions apparaissent, malgré des écarts notables pour certains éléments, relativement proches de celles de la

cornéenne calcique massive (S662) et de la cornéenne calcique rubanée (L664). Nous observons enfin un net parallélisme entre les marbres calcaires et les calcaires massifs du Dévonien et entre la dolomie et le marbre dolomitique.

3) LES QUARTZITES NOIRS A APATITE : Nous notons l'excellente concordance de composition apparaissant entre les quartzites noirs, dont la richesse en apatite est attestée par les teneurs élevées en calcium et P_2O_5 (S42 tableau L) et les lydiennes divantiennes (L63 tableau XLVIII).

IV - CONCLUSION

Nous avons pu, au cours de cette étude établir l'existence d'une nette similitude à la fois lithologique et géochimique entre les différents types pétrographiques des septa et les divers termes de la série encaissante, série qui s'étage de l'Ordovicien au Dinantien. La similitude chimique n'est cependant pas parfaite. Les différences de composition entre les septa et les termes équivalents de l'encaissant semblent essentiellement primaires et liées au caractère particulier de la sédimentation à l'emplacement du Massif. Toutefois, elles peuvent également être partiellement secondaires et dans ce cas explicables par un processus métamorphique induit par les granitoïdes lors de leur mise en place.

B - LE METAMORPHISME

B - Chapitre 1

CARACTERISATION DU METAMORPHISME

: Lors de son étude sur la partie méridionale du Massif de Quérigut, A. LACROIX (1899-1900) reliait les transformations métamorphiques subies par les septa métasédimentaires à la seule action du magma granitique. Cependant, à la suite des nombreuses études, notamment de H.J. ZWART (1962-1968) et de G. GUITARD (1953-1969), il est apparu que, durant l'orogénèse hercynienne, à un métamorphisme régional précoce s'est superposé, autour des batholites granitiques, un métamorphisme de contact d'extension variable. Enfin, selon A. AUTRAN et al. (1972), le métamorphisme régional autour des plutons granitiques n'aurait pas dépassé le domaine de l'épizone (zone de la chlorite + muscovite).

Au cours de nos études sur les formations schisteuses (2) métamorphisées (aussi bien dans l'encaissant que dans les septa) nous n'avons jamais observé de cornéenne véritable.

En effet, à l'approche immédiate du Massif (à une distance de 100 à 200 m) (1), les schistes encaissants, tout en conservant leur texture originelle schisteuse et parfois rubannée, se modifient sensiblement devenant plus massifs. Progressivement ils donnent naissance, par apparition de biotite, à des micaschistes finement cristallisés. Dans ces micaschistes apparaissent des silicates de métamorphisme en cristaux de petite taille (millimétrique) représentés par de l'andalousite, uniquement dans les schistes de Puyvalador et de la cordiérite. La sillimanite, également présente dans les schistes de Puyvalador dans une zone de puissance limitée au contact du granite (métrique à décamétrique), n'est pas visible macroscopiquement.

Dans les septa les formations schisteuses ont donné naissance à divers types de micaschistes décrits dans le chapitre précédent. Parmi ceux-ci, certains sont très massifs (notamment les micaschistes grenatifères) et présentent ainsi un aspect de cornéenne. Toutefois l'étude microscopique a toujours permis de mettre en évidence l'existence de textures franchement lépidoblastiques à granolépido-blastiques. L'existence constante d'une schistosité définie par les micas pose le problème de la nature exacte du métamorphisme qui a affecté l'encaissant et les septa du Massif de Quérigut.

Il importe donc, après avoir défini les différentes paragenèses présentes

-
- (1) Cette distance est souvent difficile à estimer sur le terrain étant donné l'importante rétro-morphose subie fréquemment par les schistes.
 - (2) Nous n'avons pas abordé, malgré leur important développement, l'étude des formations calcareuses.

dans les micaschistes, de pouvoir les caler par rapport aux différents épisodes de l'orogénèse hercynienne et notamment par rapport à la phase de granitisation.

I - DEFINITION DU METAMORPHISME

Dans une étude précédente sur les septa micaschisteux de la partie méridionale du Massif de Quérigut (J. LETERRIER et J.J. PREDALI, 1968) nous avons montré que les associations minérales observées dans les micaschistes résultaient de la succession de plusieurs paragenèses différentes qui accompagnent ou encadrent au moins trois phases de déformation.

Nous avons étendu nos observations à l'ensemble des formations schisteuses enclavées et encaissant le Massif. Ceci nous permet de préciser la succession des paragenèses et l'évolution des minéraux au cours du métamorphisme.

1) LES PARAGENESSES SUCCESSIVES : La première phase de déformation subie par les schistes, appelée phase majeure, s'est traduite dans tous les faciès par l'apparition de la biotite et de la muscovite. La schistosité définie par ces minéraux est plan axiale des plis isoclinaux créés par cette déformation. Cette structure isoclinale (pl. XIX-2) explique que la schistosité soit généralement parallèle à la stratification, seules les charnières des plis permettent d'observer des relations sécantes. Durant cette première phase s'est également développé du grenat almandin. Il est à noter que ce minéral n'est présent que dans les septa.

Postérieurement à cette phase et dans des conditions non tectoniques (inter-cinématiques) sont apparus deux minéraux importants : l'andalousite et la cordiérite (pl. XIX-5-6). Le caractère post-cinématique de ces minéraux est attesté par l'existence d'une schistosité interne plane dessinée par les inclusions de biotite et de quartz qu'ils renferment (pl. XIX-5).

Sous l'action d'une seconde phase de déformation les minéraux de première génération ont subi une rotation importante (pl. XIX-5 et XX-1). Cette phase de déformation se traduit principalement par des mouvements de cisaillement surtout visibles dans les micas (pl. XX-2). Elle s'accompagne de l'apparition de sillimanite sous forme de fibrolite, aux dépens de la biotite et de l'andalousite, dans les zones les plus affectées par le cisaillement (pl. XX-2). Postérieurement, la sillimanite s'est développée localement en grands prismes indépendants de la schistosité (pl. XX-3) comme si sa cristallisation se poursuivait dans des conditions post-cinématiques. Une troisième phase de déformation aux effets modérés s'est ensuite manifestée. Elle s'est traduite par la fracturation des prismes de sillimanite. La cristallisation se poursuit et s'achève par l'apparition d'une ultime génération de muscovite en grandes paillettes peu ou pas déformées, indépendantes de la schistosité.

2) STABILITE DES PHASES MINERALES DURANT LE METAMORPHISME : Durant les dernières manifestations du métamorphisme, sans aucun doute au cours ou postérieurement à la seconde phase de déformation, certains minéraux primaires et plus précisément l'almandin et la cordiérite se sont localement déstabilisés alors qu'ils sont demeurés stables ailleurs (pl. XIX-6 et XX-1-4). Ainsi le grenat de l'échantillon L673, (micaschiste à andalousite, sillimanite et grenat, rattaché au groupe des micaschistes ordoviciens) est non seulement demeuré stable mais il semble de plus avoir poursuivi sa cristallisation durant la seconde phase de déformation (pl. XX-1). En effet, il renferme dans ses bordures de fines inclusions de fibrolite. Par contre l'almandin de l'échantillon L821, (micaschiste feldspathique à microcline et grenat, également

rattaché au groupe des micaschistes ordoviciens), est presque entièrement déstabilisé ne subsistant plus que sous forme de fragments dispersés au coeur de nodules composés par un enchevêtrement de fins cristaux de biotite et de quartz (Pl. XX-4). La nette déformation de la schistosité autour de ces nodules et l'importante cristallisation de la biotite dans les zones de "pressure shadow" montrent bien que la déstabilisation du grenat a débuté soit durant, soit postérieurement à la seconde phase de déformation. A quel phénomène peut-on relier ce double comportement de l'almandin ?

Le niveau de métamorphisme peut difficilement être invoqué car les deux échantillons proviennent de bancs de micaschistes peu puissants (2 à 3 m) localisés dans la même zone du Massif (L821 provient de la vallée du Boutadiol et L673 de la vallée du Laurenti) et isolés au sein de tonalites. Cette dualité de comportement semblerait par contre d'origine chimique. En effet G. GUITARD (1969) a montré que, dans les micaschistes mésozonaux du Massif du Canigou, le grenat almandin, apparu à la limite entre la zone de la cordiérite et la zone de l'andalousite, restait stable au niveau de la zone de la sillimanite dans les micaschistes pauvres en K₂O et au contraire se déstabilisait alors dans les micaschistes riches en K₂O. Le grenat réagissant avec la muscovite donnerait naissance à de l'andalousite, de la biotite et du quartz. Il est à noter que dans les nodules grenatifères nous n'avons jamais observé d'andalousite. D'autre part la comparaison des compositions chimiques de nos deux échantillons (tableau LI) montre que le grenat demeure stable dans la roche la plus potassique. C'est donc au fer plutôt qu'au potassium qu'appartiendrait le rôle le plus important. L'abondance de cet élément dans l'échantillon L672 a pu favoriser un développement important de la biotite qui aurait alors piégé la majorité du potassium. La biotite demeurant stable au cours de la seconde phase de déformation le potassium n'a pas été libéré et le grenat est demeuré déstable. Par contre dans l'échantillon L821, le fer n'étant pas en proportion suffisante une partie importante du potassium aurait cristallisé au début du métamorphisme sous forme de muscovite. Ce minéral n'étant plus stable au cours de la seconde phase de déformation aurait libéré son potassium réagissant alors sur l'almandin pour donner naissance à une association de biotite et orthose. Un schéma analogue pourrait être présenté pour expliquer la déstabilisation locale de la cordiérite.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.
L673	50,10	21,50	12,62	0,26	2,57	1,65	1,74	5,53	1,32	2,86
L821	57,70	20,80	7,23	0,14	2,54	2,10	1,37	5,23	0,96	2,25

Tableau L : Comparaison des compositions chimiques de deux micaschistes grenatifères - Analyses CRPG, Nancy

L 673 : Micaschiste à andalousite, sillimanite et almandin (stable)

L 821 : Micaschiste à microcline et nodules grenatifères (constitués de l'association de fragments de grenats avec de la biotite, du microcline et du quartz).

3) EXTENSION DU METAMORPHISME DANS L'ENCAISSANT DU MASSIF : L'étude de l'extension de la zone métamorphique dans les schistes de Puyvalador et du Tarbes^{ou} encaissant le Massif au Sud et à l'Ouest est compliquée par l'existence fréquente d'une forte

rétroromorphose. En dépit de cette dernière, nous avons pu mettre en évidence une importante différence de comportement entre le compartiment Sud (schistes de Puyvalador) et le compartiment Ouest (schistes du Tarbesou). En effet, à chimisme équivalent, dans les schistes au Sud du Massif il est possible de distinguer une zone à cordiérite (ce minéral étant très généralement déstabilisé en séricite et chlorite), puis en s'approchant du Massif une zone à andalousite, saine ou parfois également en majeure partie déstabilisée et enfin une zone à sillimanite (échantillon L514) dont la puissance est très variable d'un point à un autre (1).

Par contre dans les micaschistes de l'Ouest nous n'avons observé qu'une zone à cordiérite, l'andalousite et la sillimanite semblant absentes, même au contact avec le Massif. En effet l'échantillon S535 prélevé à un mètre des granitoïdes ne montre qu'une paragenèse à biotite et muscovite quoique sa composition soit très proche de celle de l'échantillon L514 (micaschiste à andalousite et sillimanite). Cette différence importante de niveau de métamorphisme est difficile à expliquer car elle suppose l'existence de conditions thermodynamiques fortement dissemblables entre ces deux zones. Ceci est d'autant plus curieux que nous n'avons pas noté dans les septa métasédimentaires, qu'ils soient localisés à l'Ouest ou au Sud du Massif, de différence importante de niveau de métamorphisme. Cette affirmation demanderait cependant à être confirmée par une étude très détaillée des différentes paragenèses des septa. Pour expliquer cette différence il faudrait admettre que lors de l'orogénèse hercynienne la partie Sud du Massif se serait mise en place à un niveau structural nettement inférieur à sa partie Ouest et que tout l'ensemble aurait ensuite basculé vers le Nord entraînant un important réhaussement de la zone Sud.

Autre fait important à signaler, les isogrades de la cordiérite, de l'andalousite et de la sillimanite semblent mouler sensiblement les contours du Massif (2). D'autre part, dans les schistes de Puyvalador l'andalousite apparaît rapidement après la cordiérite. Toutefois, étant donné les importantes variations chimiques existant à l'intérieur de ces schistes il est vraisemblable que le développement des deux minéraux a été favorisé ou contrarié par la composition des roches. Là encore il serait indispensable d'entreprendre une étude détaillée sur le niveau de métamorphisme réel atteint par ces schistes.

II - CARACTERISATION THERMODYNAMIQUE DU METAMORPHISME

Compte tenu des différentes paragenèses observées dans les micaschistes à la fois en septa et dans l'encaissant du Massif de Quérigut, et en nous basant sur les très importants travaux de G. GUITARD (1953-1970) et de H.J. ZWART (1954-1968), nous pouvons tenter une reconstitution de l'évolution du métamorphisme.

Il est important de noter en premier lieu que la majorité des géologues pyrénéens s'accordent pour associer le développement de la sillimanite à l'approche immédiate des granites (A. AUTRAN et G. GUITARD, 1957, H.J. ZWART, 1962, J. MACAULDIERE, 1964, G. GUITARD 1969). Ainsi l'apparition de ce minéral permet de repérer la phase de granitisation dans la chronologie des événements. Dans les micaschistes

(1) La zone de la sillimanite est particulièrement importante dans les schistes de Puyvalador au Sud du Pic de Madrés. Cette extension est vraisemblablement liée à la proximité, sous les schistes, des roches granitiques qui peuvent localement apparaître en fenêtre.

(2) Nous reviendrons sur ce problème en fin de chapitre.

étudiés la sillimanite apparaît au cours de la seconde phase de déformation (son développement se poursuivant après). Ceci nous conduit à conclure à une mise en place relativement tardive des roches granitiques dans des conditions syncinématiques. L'action des granites s'est poursuivie au-delà de la dernière phase de déformation, se manifestant par la cristallisation de la muscovite secondaire.

1) CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE LA PREMIERE PHASE DE CRISTALLISATION : Compte tenu des observations précédentes nous en déduisons que les deux premières phases de cristallisation syncinématique et inter-cinématique peuvent être reliées à un métamorphisme de type régional.

Les paragenèses observées dans les micaschistes (et plus particulièrement dans les termes alumineux) sont alors représentées par les associations : biotite, cordiérite et biotite andalousite, à l'extérieur du Massif ; biotite - andalousite, biotite - cordiérite et biotite - almandin (andalousite) dans les septa. Afin de caler thermodynamiquement cette phase de métamorphisme il est important de connaître la composition du grenat. En effet, selon A. MIYASHIRO (1955), B.A. STURT (1962), M.P. ATHERTON (1964) et H.G.F. WINKLER (1965) un almandin pauvre en spessartine ne peut apparaître que dans le faciès amphibolite de moyenne pression. Ainsi, pour des températures de 550, 600 et 700°C un almandin sans spessartine ne serait stable que pour des pressions respectivement de 5,5, 6 et 7 k.bars. Cependant, comme les études expérimentales n'ont été entreprises que sur des almandins purs, on ne connaît pas le rôle exact joué par la fraction de spessartine généralement présente dans les conditions de stabilité du minéral, nous avons séparé l'almandin de 4 échantillons de micaschistes ordoviciens nous contentant pour chacun d'eux d'une analyse partielle de FeO (total), MnO, MgO et CaO (tableau LII). La connaissance de ces quatre éléments est en effet suffisante pour permettre une reconstitution minéralogique du grenat en fractions d'almandin, de spessartine, de pyrope et de grossulaire. La proportion de spessartine calculée est relativement faible. Aussi en tenant compte des paragenèses définies précédemment il serait logique de placer le métamorphisme régional qui a affecté les micaschistes en septa dans le faciès amphibolite de moyenne

	A					B			
	L673	L943	L655	P616		L673	L943	L655	P616
FeO*	31,80	31,38	32,70	29,96	Almandin	79	81	86	72
MnO	2,05	3,98	2,79	1,90	Spessartine	5	10	7	5
MgO	2,49	0,60	0,17	2,94	Pyrope	11	3	1	13
CaO	1,53	1,62	1,63	3,27	Grossulaire	5	6	6	10

Tableau LI : Compositions chimiques (A) et minéralogiques (B) de grenats provenant de micaschistes ordoviciens en septa dans le Massif de Quérigut. Analyses CPRG, Nancy.

* Fer total dosé sous forme de FeO

pression ce qui correspondrait approximativement à une température d'environ 550° et à une pression de l'ordre de 5,5 à 6 kilobars. Les valeurs ainsi déterminées posent un problème important. En effet même si nous admettons le gradient géothermique extrêmement élevé, de 150°/km, proposé par H.J. ZWART (1968) une température de 550° n'aurait pu être atteinte qu'à une profondeur de l'ordre de 4 km. Comme

les micaschistes grenatifères sont associés aux formations gothlando-dévonienues il serait logique de les localiser au sommet de l'Ordovicien. Or, selon P. CAVET (1959), la puissance des sédiments supersposés à l'Ordovicien n'excéderait pas 1200 m. Mais il faut tenir compte des replis isoclinaux très redressés de cette couverture durant la phase majeure de l'orogénèse hercynienne.

La disparition apparemment rapide de l'andalousite puis de la cordiérite dans les schistes encaissant le Massif traduit une décroissance importante des conditions thermodynamiques. Il nous paraît que cette décroissance rapide serait davantage liée à une variation importante de la température plutôt que de la pression. En effet, la répartition des zones semble traduire une montée rapide des isogrades à l'approche du Massif. Nous reviendrons sur ce problème à la fin du chapitre.

2) CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE LA SECONDE PHASE DE CRISTALLISATION : La seconde phase de cristallisation se traduit dans les micaschistes en septa et dans ceux constituant l'encaissant immédiat du Massif par l'apparition de la sillimanite d'abord sous forme de fibrolite puis en prismes automorphes. D'autre part, du moins localement (1), la muscovite a pu se déstabiliser pour donner naissance à du feldspath alcalin et de la sillimanite. Enfin, lorsque la composition chimique de la roche le permet, l'almandin est demeuré stable. Il semble ainsi, que, les conditions de pression étant sensiblement égales aux précédentes (notamment dans les zones de cisaillement) l'apparition de la sillimanite puisse être liée à un accroissement de la température sous l'effet de la mise en place des roches granitiques. En nous référant aux courbes de stabilité de ce minéral (H.G.F. WINKLER 1965) la température régnant alors aurait été de l'ordre de 600 à 630°. Elle aurait pu localement dépasser 650° ce qui expliquerait la déstabilisation partielle de la muscovite. Ces températures, apparues durant la seconde phase de déformation se sont très vraisemblablement maintenues à un niveau élevé dans des conditions post cinématiques permettant à la sillimanite de cristalliser en grands prismes.

3) CONDITIONS THERMODYNAMIQUES EN FIN DE CRISTALLISATION : Les dernières manifestations du métamorphisme se caractérisant par le développement d'une seconde génération de muscovite en grandes paillettes poecilites, non orientées et peu ou pas déformées, traduisent une décroissance notable de la température. Le fait que, dans les septa et dans les schistes de Puyvalador (à proximité immédiate du Massif) l'andalousite, la sillimanite et parfois la cordiérite soient demeurées stables tendrait à indiquer que la décroissance de la température a dû être suffisamment rapide pour permettre leur conservation. Par contre dans les schistes du Tarbesou, peut-être sous l'effet de leur niveau structural plus superficiel, cette dernière phase a pu se traduire par une importante rétro-morphose de la cordiérite en chlorite et pinnite et de la biotite en chlorite. Toutefois au contact même du Massif, la température s'étant maintenue plus longtemps élevée les roches seraient demeurées saines.

4) CONCLUSION - PROBLEME DE "L'EFFET DE SOCLE" : Au cours de cette étude nous avons pu définir les différentes étapes du métamorphisme hercynien dans les formations schisteuses. Nous avons rassemblé nos observations dans un tableau récapitulatif schématique (tableau LIII). Toutefois notre travail demeure très incomplet et, en vue de pouvoir définir avec une bonne précision les conditions thermodynamiques

(1) Cette déstabilisation semble très localisée et ne serait apparue que dans les micaschistes ordoviciens non loin des contacts avec les granitoïdes.

réelles des différentes phases, il serait indispensable d'entreprendre une étude détaillée des paragenèses notamment dans les formations calcaireuses.

	1ère phase de déformation	Interphase I	Phase de déformation II	Interphase II	phase de déformation III cristal. ultimes
Paragenèses	-biotite-muscovite 1 -biotite-muscovite 1-almandin	Andalousite Andalousite-cordiérite Cordiérite (Staurotide)	Sillimanite (fibrolite) (Almandin)	sillimanite	Muscovite 2
déstabilisation des minéraux			-Almandin → biotite + feldspathoalcalin + quartz -Cordiérite → biotite + quartz + muscovite (Muscovite → Felds. alc. + sillimanite*)		Biotite → chlorite Cordiérite → chlorite + pinnite
types de métamorphisme	Métamorphisme régional		Métamorphisme de contact		

Tableau LII : Résumé schématique de l'évolution métamorphique des mica-schistes en septa et encaissant le Massif de Quérigut.

* Cette réaction est très locale n'apparaissant que dans les schistes ordoviciens.

Problème de l'effet de socle : Compte tenu des réserves que nous avons présentées au cours de notre étude il semble que les isogrades, définies principalement par l'apparition des deux minéraux cordiérite et andalousite dans les schistes encaissant, se moulent approximativement sur les contours du Massif de Quérigut. Il apparaît d'autre part qu'une faible distance séparerait la limite d'apparition de la cordiérite de celle de l'andalousite. Ces deux observations tendraient à mettre en évidence une montée rapide et un resserrement des isogrades autour du Massif. Ce phénomène de resserrement des isogrades mis en évidence autour du Massif du Canigou a été attribué par M. FONTEILLES et G. GUITARD (1964) à l'"effet de socle". Ces auteurs ont montré en effet que l'existence d'un socle granitique ou métamorphique antérieur au métamorphisme hercynien influe sur la forme et la distribution des isogrades dans l'enveloppe paléozoïque qui le surmonte (les isogrades étant plus resserrés autour du socle) ainsi que sur la localisation de l'anatexie. Dans la partie orientale des Pyrénées l'effet de socle apparaît autour de plusieurs massifs: les Albères, l'Agly, le Canigou, l'Aston, l'Hospitalet et le St-Barthélémy. L'action de ce phénomène apparaît très clairement sur la carte jointe au très important article de A. AUTRAN et al. (1972). En effet autour de tous ces massifs interprétés comme représentatifs d'un socle précambrien, apparaissent, dans les schistes paléozoïques constituant leur couverture des zones concentriques, relativement resserrées, caractéristiques de différents niveaux de métamorphisme : zone de la sillimanite + muscovite, zone de la cordiérite et de l'andalousite, zone de la biotite. Par contre autour des plutons granitiques, tous localisés dans l'anchizone (ou la zone de la chlorite et de la muscovite), ces différentes zones

n'apparaissent pas, seules sont indiquées les limites du métamorphisme de contact. Cette interprétation nous semble erronée dans le cas du Massif de Quérigut. En effet, malgré les effets de la rétro-morphose tardive, nous avons pu définir une zone de la cordiérite et de l'andalousite et une zone de la sillimanite + muscovite dans les schistes de Puyvalador et une zone de la cordiérite dans les schistes du Tarbesou. Nous avons montré d'autre part que si l'apparition de la sillimanite est sans aucun doute reliée à l'action directe d'un métamorphisme de contact il n'en est pas de même pour l'andalousite et la cordiérite (auxquelles s'ajoute l'almandin dans les micaschistes en septa). Leur cristallisation est au contraire précoce en liaison avec les premières manifestations du métamorphisme régional hercynien. Nous sommes ainsi conduits à admettre l'existence d'un resserrement important des isogrades autour du Massif de Quérigut au cours du métamorphisme régional et d'y voir la manifestation d'un "effet de socle". Nous reviendrons sur ce problème très important pour la compréhension de l'origine et de l'évolution du Massif de Quérigut dans notre conclusion générale.

B - Chapitre 2

DISCUSSION SUR LA FELDSPATHISATION METAMORPHIQUE SIGNIFICATION DES LEPTYNOLITES

INTRODUCTION : Selon A. LACROIX (1899-1900) les formations schisteuses en septa dans le Massif de Quérigut auraient, sous l'influence du magma granitique, évolué de deux façons différentes. C'est ainsi qu'il a distingué un métamorphisme isochimique se traduisant par l'apparition de micaschistes variés (à deux micas, andalousite, sillimanite, cordiérite...) et un métamorphisme métagénétique donnant naissance à la suite d'une imbibition et dissolution progressive des micaschistes par les émanations transformatrices accompagnant le granite, à des roches particulières dénommées leptynolites "d'imbibition" puis "d'injection". Ces observations lui ont permis de présenter ses hypothèses sur l'action endo et exomorphiques des magmas granitiques.

Compte tenu des nouvelles données dont nous disposons, notamment sur le plan chimique, il était très important de reprendre le problème de la feldspathisation métamorphique au lieu même où A. LACROIX avait fait ses observations.

I - LES LEPTYNOLITES

1) CARACTERES PETROGRAPHIQUES :

a) Caractères macroscopiques et mode de gisement : Ainsi que nous l'avons souligné à plusieurs reprises, les leptynolites sont des roches mésocrates, présentant un aspect de micaschiste très massif se débitant malaisément, à grain fin où la biotite est le minéral ferromagnésien très dominant. Leur teinte, généralement brun mat présente des variations plus sombres liées à la présence d'une proportion notable d'amphibole. Ces zones sombres dessinent localement des bandes relativement régulières, à limites floues, parallèles à la schistosité de la roche. De telles bandes peuvent s'observer dans le gros banc de leptynolite de la vallée du Galhe.

Ces roches renferment fréquemment des cristaux millimétriques de plagioclase mieux cristallisés que les autres minéraux, généralement dispersés sans ordre sauf dans les zones de bordure où ils peuvent dessiner un litage assez net (toutefois cette disposition reflète peut être le début des phénomènes réactionnels de contact que nous décrivons plus loin). Enfin la schistosité très fruste des leptynolites n'est pas liée à un phénomène de cataclase important. Elles se distinguent très nettement des blastomylonites, décrites au cours de l'étude des granitoïdes méridionaux, qui présentent une foliation beaucoup plus accusée. Toutefois les leptynolites sont parfois affectées par une forte mylonitisation ce qui tend à accentuer leur schistosité, cependant, étant donné leur plus grande richesse en minéraux ferro-magnésiens (surtout en biotite) elles se reconnaissent encore aisément.

Les leptynolites apparaissent sous deux habitus. Elles constituent d'une part des bancs de puissance variable (métrique à hectométrique). Le plus puissant (pouvant atteindre 150 m) se localise à la bordure Sud du Massif, sur le flanc Nord de la vallée du Galhe où il suit sur plus de 1 km à l'Est de l'étang de la Portaille d'Orlu (1) (carte hors texte). Elles sont présentes d'autre part sous forme de petites enclaves très fusiformes, systématiquement orientées parallèlement à la foliation des granitoïdes qui les renferment.

Le caractère le plus remarquable de ces formations se traduit par la nature des contacts qu'elles présentent avec leur encaissant granitoïde. En effet ce contact n'est pas franc comme dans le cas des micaschistes (si l'on excepte la zone feldspathisée centimétrique) mais se caractérise par le développement d'une zone complexe (pl. XX-5). On observe tout d'abord l'apparition discrète de matériau "granitique", leucocrate à grain moyen, suivant des lits parallèles à la schistosité de la leptynolite. Ces lits ne sont parfois définis que par des alignements de cristaux quartzo-feldspathiques. Avec le développement de la matrice "granitique" la leptynolite est disjointe en enclaves très allongées qui conservent leur orientation originelle. Enfin, sur une distance de 1 à 2 mètres les enclaves diminuent de taille et se raréfient. Ces zones de transition présentent ainsi un aspect très comparable à celui que nous avons décrit pour les associations tonalites-enclaves gabbro-dioritiques de la zone complexe basique-acide (pl. IV-4). Toutefois nous notons que les contacts entre les leptynolites et la matrice granitique sont généralement beaucoup plus flous.

b) Caractères microscopiques : Les caractères microscopiques des leptynolites les distinguent franchement des micaschistes.

a) La texture : La texture des leptynolites n'est pas granolépidoblastique mais finement grenue (0,1 à 0,8 mm) à tendance granoblastique marquée par une orientation préférentielle des cristaux de biotite. Nous notons que ces roches présentent toujours des traces d'une légère cataclase marquée par une granulation du quartz et une déformation des paillettes de biotite, le plagioclase a bien résisté à ce phénomène. Par contre dans les zones fortement tectonisées la roche prend un aspect blastomylonitique qui se traduit par le développement d'une "mésostase" très finement cristallisée séparant les cristaux de plagioclase et cicatrisant leurs fractures. Cette mésostase est constituée de quartz de fines paillettes de biotite et de granu-

(1) D'autres bancs sont visibles au col de Camp Ras (sur le flanc du Roc Blanc) et dans la haute vallée de Balbonne (au pied de la crête de la Couillade de Bourriques).

les de sphène. Malgré ce caractère commun, les leptynolites blastomylonitisées se reconnaissent aisément de leurs équivalents granitiques. En effet dans les premières la petite taille des cristaux de plagioclase leur a permis de bien résister à la cataclase, tout en étant alors fracturés et conservent leurs formes automorphes (ne présentant pas l'habitus arrondi du plagioclase des blastomylonites granitiques).

β) *Les minéraux* : Le plagioclase, minéral discret et de composition relativement acide dans les micaschistes, est très important dans les leptynolites. Il se développe en cristaux isolés, subautomorphes notablement zonés avec de fréquentes récurrences de composition (An 30 à 42). Ces cristaux présentent parfois des coeurs basiques (An 48 à 52) fortement corrodés. Alors que ces coeurs sont pratiquement dépourvus d'inclusion, les zones corticales renferment de petites inclusions automorphes de biotite (dont la teinte est plus soutenue que celle des cristaux du fond de la roche) et, lorsque ce minéral est présent dans la roche, de hornblende.

La biotite, minéral ferro-magnésien largement dominant dans ces roches se développe principalement en paillettes xénomorphes déchiquetées (à contours persillés) de taille variable et de teinte brun jaune à brun roux moyen. Accessoirement, ainsi que nous l'avons noté précédemment, elle apparaît d'autre part sous forme de fins cristaux dans la "mésostase" inter-cristalline des échantillons blastomylonitisés. Quel que soit son habitus, la biotite est généralement très saine et ne renferme pas d'inclusion. Il est à noter enfin que ses contacts avec la hornblende sont francs sauf dans les zones de contact avec les roches granitoïdes où le mica tend à corroder notablement l'amphibole, qui peut ne subsister qu'en fragments épars.

La Hornblende, minéral subordonné par rapport à la biotite, n'est abondante que dans les "bandes" amphiboliques. Elle apparaît en cristaux xénomorphes dont la teinte varie entre un jaune verdâtre en bordure et un vert brunâtre au coeur. Elle renferme fréquemment des inclusions de biotite dont les caractères sont identiques à ceux des cristaux du fond de la roche. La hornblende est enfin frangée de cristaux aciculaires d'actinote.

Le quartz, généralement abondant, se développe en plages xénomorphes notablement granulées, moulant et renfermant en inclusion les phases minérales précédentes. Il constitue d'autre part l'essentiel de la "mésostase" des échantillons blastomylonitisés.

Le microcline est rare, n'apparaissant de façon notable que dans les "bandes" biotitiques et surtout dans les zones de bordure avec les roches granitoïdes. Il est présent en petits cristaux xénomorphes interstitiels, peu perthitiques (perthites en fines flammèches). Nous ne notons aucune zone réactionnelle à son contact avec le plagioclase. Les minéraux accessoires enfin, sont essentiellement représentés par du sphène en cristaux xénomorphes, de taille variée (parfois en très fins granules) et fortement colorés.

γ) *La composition modale*: Afin d'illustrer les variations minéralogiques mises en évidence dans les leptynolites nous présentons (tableau LIII) les compositions modales de 4 échantillons provenant du banc important de la vallée du Galbe (1).

(1) La localisation exacte de ces échantillons sera donnée en annexe.

Les deux premiers, prélevés au coeur du banc, représentent une bande amphibolique (S680) et une bande biotitique (S683). Les deux autres, prélevés à la bordure du banc, illustrent l'évolution minéralogique d'une leptynolite (faciès amphibolique) dans la zone de contact avec les granitoïdes. L'échantillon S687 représente la leptynolite normale à 1 m du contact; par contre dans l'échantillon S688 on observe un développement notable de la phase quartzo-feldspathique parallèlement à la schistosité. Le passage entre les bandes amphiboliques et biotitiques se traduit par une nette variation des proportions des minéraux. Nous notons en premier lieu la forte décroissance de la hornblende compensée par l'augmentation de la phase quartzo-feldspathique (s'accompagnant d'une apparition discrète de microcline) et de biotite. La transition entre les échantillons S687 et S688 présente plusieurs différences par rapport à la variation précédente. En effet, tout en retrouvant la même décroissance importante de la hornblende, nous notons que les proportions de biotite et de plagioclase demeurent sensiblement constantes. Par contre le quartz et à un moindre degré le microcline s'accroissent fortement. Ces deux types d'évolution témoignent respectivement de la différenciation interne des leptynolites et de leur évolution réactionnelle au contact des granitoïdes. Nous reviendrons sur ce problème au cours de l'étude géochimique.

	I		II	
	S680	S683	S687	S688
Quartz	14,5	17	13	20
Plagioclase	53	57	51	53
Feldspath alcalin		2	1	5
Biotite	17	20	19	18
Hornblende	13	2	14	2
Accessoires	2,5	2	2	2
Indice de coloration	32,5	24	35	22

Tableau LIII : Compositions modales des leptynolites en bancs dans la partie méridionale du Massif de Quérigut (banc de la vallée du Galbe).

I : Variation de composition modale entre une bande amphibolique (S680) et une bande biotitique (S683) au coeur du banc.

II : Variation de la composition modale d'une leptynolite (S687) à l'approche de la zone de contact (S688) avec les granitoïdes.

δ) *L'ordre de cristallisation* : L'observation des relations mutuelles présentées par les différentes phases minérales permet de définir leur ordre approximatif de cristallisation. Durant un premier temps serait apparue une première génération de plagioclase représentée par les coeurs calciques (An 50). Suivent la biotite, la hornblende, avec une seconde génération de plagioclase zoné plus sodique (An 25 à 40). La cristallisation se serait achevée par l'apparition du quartz et

parfois du feldspath alcalin, sous forme de microcline. Localement, ces roches postérieurement à leur cristallisation, ont été affectées par des mouvements de cisaillement notables se traduisant par la déformation et la fracturation des minéraux, accompagnée d'une légère recrystallisation de quartz et à un moindre degré de biotite. Cet ordre de cristallisation demeure inchangé dans l'échantillon S688 prélevé au contact avec les roches granitoïdes. Il semble cependant que la cristallisation de la biotite a dû se poursuivre après celle de la hornblende qu'elle corrode notablement. Il serait important de caler ces paragenèses. L'ordre de cristallisation ainsi établi ne montre aucune corrélation avec la succession des paragenèses établies pour les micaschistes ceci se traduisant notamment par l'absence d'un développement important de phases minérales dans des conditions syncinématiques. Par contre nous pouvons relier les phénomènes de cataclase affectant à un degré plus ou moins important les leptynolites à la même phase, relativement tardive, qui a donné naissance dans les granitoïdes aux phénomènes de blastomylonitisation.

e) *Conclusion* : Les caractères pétrographiques (texture, composition minéralogique, ordre de cristallisation) séparent nettement les leptynolites des micaschistes normaux. L'importance de la phase plagioclasique dans les leptynolites ne saurait être attribuée à un phénomène de granitisation. En effet, quelle que soit leur localisation dans les bancs, les échantillons renferment une proportion importante de plagioclase (apparaissant parfois supérieure à celle des faciès de bordure). De plus le passage aux zones de contact avec les granitoïdes ne se marque pas par une croissance importante de la phase plagioclasique mais par celle du quartz et à un moindre degré par celle du feldspath alcalin.

Par contre, nous relevons plusieurs convergences importantes entre les leptynolites et les formations gabbro-dioritiques. En effet, comme ces dernières elles renferment une double génération de plagioclase. D'autre part elles présentent un ordre de cristallisation quasiment identique. Enfin les deux tendances évolutives mises en évidence (au coeur des bancs et dans les zones de bordure) sont également très proches de celles que nous avons définies pour les roches basiques (évolution à granulométrie constante et évolution liée à l'accroissement de la granulométrie).

2) CARACTERES CHIMIQUES :

a) Comparaison avec les micaschistes : Afin d'illustrer les caractères chimiques des leptynolites nous présentons (tableau LIV), les compositions des échantillons décrits au cours de l'étude minéralogique. En comparant les compositions des deux échantillons prélevés au coeur du banc (S680 et S683) à celles des micaschistes en septa et notamment ceux que nous avons rattachés à l'Ordovicien (tableau XLVIII), nous relevons plusieurs différences importantes. En effet, à silice égale, les leptynolites apparaissent sensiblement plus riches en soude, calcium et, à un moindre degré, en magnésium ; par contre elles sont déficitaires en potassium.

Dans les diagrammes chimico-minéralogiques des "roches totales" et des "silico-aluminates" (fig. 77A et B) les leptynolites se localisent très nettement à l'écart des aires de dispersion des différents micaschistes. D'autre part l'allongement de l'ensemble des leptynolites (très marqué dans le diagramme "roches totales"), sensiblement confondu avec la lignée moyenne des roches ignées, est très oblique par rapport à ceux des aires de dispersion des micaschistes. Les tendances de différenciation interne témoignent d'une origine ignée sans confusion

possible avec une origine sédimentaire.

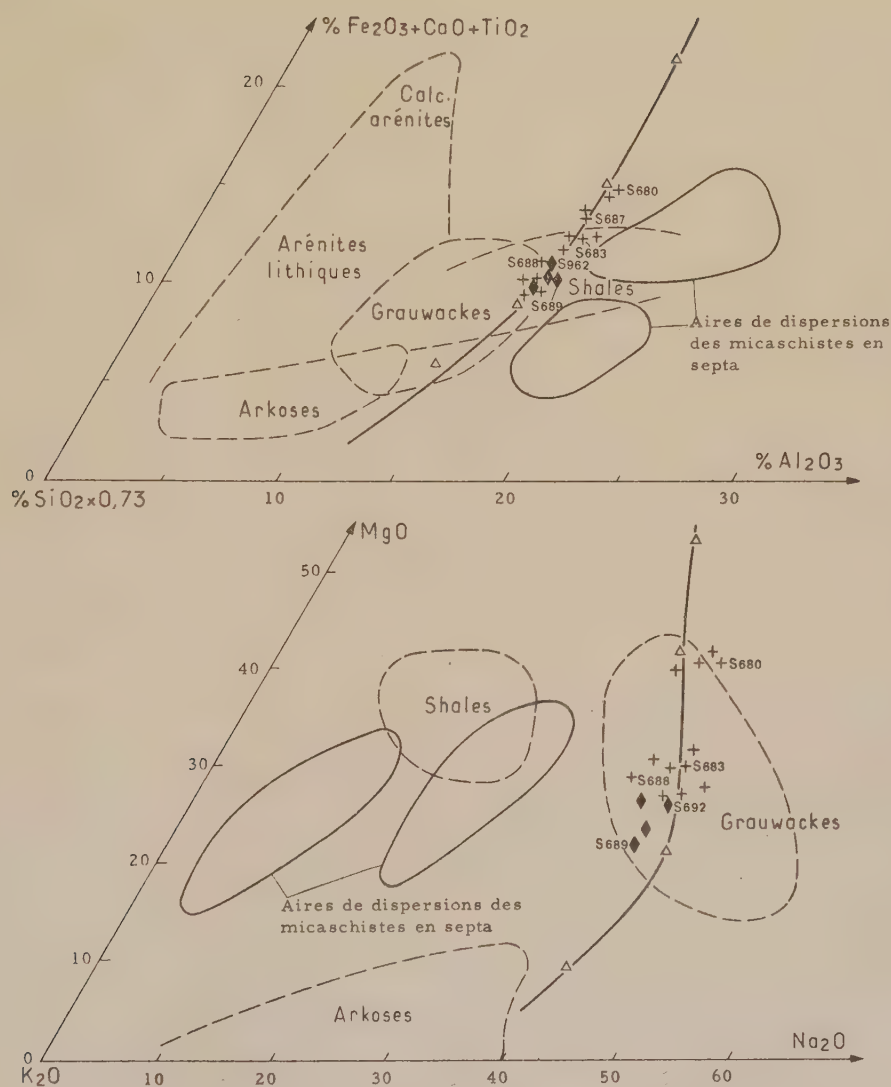


Fig. 77 - Diagrammes des "roches totales" et des "silico-aluminates".
Etude de la répartition des leptynolites - Rapports avec les micaschistes en septa et les granitoides associés.

b) Corrélation avec les roches basiques : Nous avons souligné dans le paragraphe précédent la nette convergence des caractères pétrographiques des leptynolites avec ceux des roches gabbro-dioritiques. Dans les diagrammes chimico-minéralogiques utilisés lors de l'étude des roches ignées, les leptynolites se localisent à l'extrémité acide de l'aire de dispersion des roches gabbro-dioritiques (fig. 78A et B). Il est donc important de comparer la composition moyenne des leptynolites à celle des enclaves gabbro-dioritiques, localisées loin des masses, qui occupent dans les diagrammes une position comparable (tableau LIV). Les deux compositions présentent

de grandes similitudes mis à part un léger déficit des leptynolites en magnésium calcium et potassium et, en contrepartie, un faible excédent en soude. Cette grande ressemblance apparaît également en comparant des normes des deux compositions moyennes (tableau LIV).

Au cours de l'étude pétrographique nous avons distingué, ^{dans} des leptynolites, deux évolutions : la première apparaissant au coeur de bancs traduit la transition entre les niveaux amphiboliques et les niveaux biotitiques, la seconde est liée au passage à la zone de contact avec les granitoïdes. Du point de vue chimique ces deux évolutions présentent sensiblement les mêmes caractéristiques (S680 S683 et S687 - S688 tableau LIV). La seule différence importante se marque par le jeu du sodium qui augmente durant la première évolution et décroît durant la seconde. Grâce au calcul de la norme les deux évolutions se distinguent nettement. En effet le quartz croît plus fortement à l'approche des roches granitoïdes qu'à l'intérieur des bancs ; par contre l'abondance du plagioclase tend à décroître tandis que sa composition demeure constante. Dans le diagramme chimico-minéralogique des alcalins (fig. 78A) les jeux particuliers du quartz et du plagioclase se traduisent par une forte discordance entre les deux tendances évolutives. Par contre, dans le diagramme du fer (fig. 78B) les deux tendances sont confondues. L'évolution "siliceuse à fer décroissant" est exactement comparable à celle que nous avons observée dans les roches gabbro-dioritiques : dans les deux cas, nous la voyons particulièrement bien marquée dans les zones de contact avec les granitoïdes et dans les enclaves. Au contraire, les tendances de différenciation interne observées dans les leptynolites diffèrent de la "tendance alcaline à fer constant" des gabbro-diorites car le fer décroît ici nettement (1). Mais au total il existe une forte parenté chimico-minéralogique entre les leptynolites et les roches basiques.

c) Relations avec les granitoïdes : Afin de définir les relations chimico-minéralogiques existant entre les leptynolites et les granitoïdes qui les encaissent nous présentons (tableau LIV) les analyses de deux échantillons de tonalite prélevés à proximité immédiate du banc de la vallée du Galbe. Le premier (S689) provient de la zone de transition (où il est associé à des enclaves fusiformes de leptynolite), le second (S692) se localise à 15 mètres du précédent (les enclaves sont alors très rares). En comparant l'échantillon S689 à la leptynolite localisée à proximité immédiate (S688) nous relevons une excellente concordance de composition. La seule différence notable se traduisant par des teneurs plus élevée en silice et plus faible en magnésium dans la tonalite, les autres éléments étant très comparables. Du point de vue minéralogique ceci se marque par une proportion plus élevée en quartz et en feldspath alcalin et plus faible en minéraux ferro-magnésiens. Dans les diagrammes chimico-minéralogiques ces tonalites se localisent à proximité immédiate des leptynolites qui leurs sont associées (fig. 78).

Nous notons enfin que la tendance évolutive des leptynolites à l'approche des granitoïdes est sensiblement équivalente mais de sens opposé à celle qui est définie par la série méridionale granites monzonitiques-tonalites. Il est possible d'expliquer cette double évolution par un processus de contamination mutuelle entre les deux ensembles pétrographiques (par assimilation ou métasomatose) aboutissant à une quasi identité chimique des produits finaux.

(1) Si, comme dans le cas des roches basiques nous relierions cette évolution à une différenciation en profondeur, la différence peut s'expliquer par une pression d'oxygène supérieure induite par la présence d'une proportion d'eau notable.

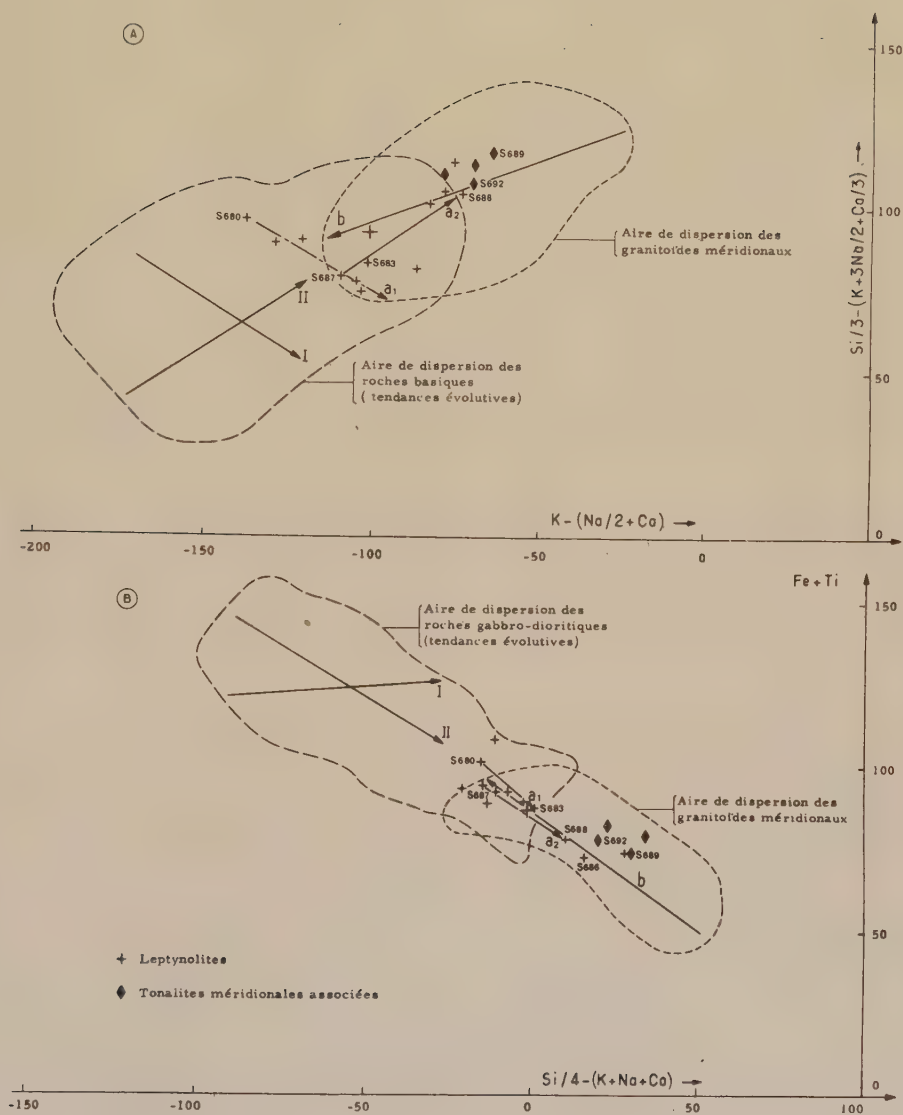


Fig. 78 - Diagrammes des alcalins (A) et du fer (B). - Localisation et évolutions des leptynolites :
 a_1 : Evolution à l'intérieur des bancs - passage entre lit amphibolique (S680) et lit biotitique (S683).
 a_2 : Evolution des leptynolites à l'approche des roches granitoides encaissantes (S687 $\rightarrow$ S688).

	A					B		C
	S680	S683	S687	S688	M (12)**	S689	S692	M (6)**
SiO ₂	58,60	61,30	57,90	62,80	60,70	63,90	62,70	60,52
Al ₂ O ₃	17,70	17,35	17,00	16,10	16,95	16,60	17,10	16,86
Fe ₂ O ₃ *	7,14	6,08	6,53	5,42	6,07	5,28	5,52	6,28
MnO	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,08	0,10
MgO	3,31	2,52	3,76	2,52	2,96	1,67	1,87	3,25
CaO	6,86	5,29	5,79	4,95	5,09	4,15	4,39	5,35
Na ₂ O	3,16	3,41	3,36	3,17	3,38	3,16	3,20	3,19
K ₂ O	1,68	2,37	2,37	2,87	2,36	2,86	2,81	2,73
TiO ₂	0,95	0,90	0,92	0,80	0,85	0,62	0,68	0,82
P.F.	1,18	1,11	1,06	1,03	1,17	1,26	1,32	
Total	100,70	100,43	98,79	99,76	99,63	98,58	99,67	
Quartz	16,06	19,59	14,40	21,63	19,45	24,47	22,92	18,80
Orthose	-	3,05	2,95	6,37	2,15	7,02	6,88	2,98
Plagioclase	54,50	55,65	52,45	49,90	53,80	50,45	51,90	52,20
Biotite	16,25	17,76	18,16	17,65	20,36	16,16	16,52	21,55
Amphibole	11,40	2,62	10,58	2,77	2,85	-	-	2,85
Accessoires	1,80	1,34	1,52	1,61	1,36	1,79	1,82	1,54
% An. Pl.	46	42	42	42	43	42	43	44
Na + K	138	160	158	163	159	163	164	161
Fe/Mg	1,07	1,21	0,87	1,08	1,10	1,57	1,44	0,96

Tableau LIV : A : Compositions chimiques d'échantillons témoins de leptynolites. Illustration des variations chimiques apparaissant au coeur des bancs (S680 et S683) et dans les zones de contact avec les granitoïdes encaissants. Composition moyenne des leptynolites.

B : Compositions chimiques de deux échantillons de tonalite prélevés à proximité immédiate des leptynolites précédentes.

C : Composition moyenne des enclaves gabbro-dioritiques localisées loin des masses.

Analyses CRPG, Nancy.

* Fer total dosé sous forme de Fe₂O₃

** Nombre d'échantillons entrant dans le calcul des moyennes.

CONCLUSION : Les caractères chimico-minéralogiques des leptynolites excluent une origine sédimentaire. Ils écartent par là même l'hypothèse de feldspathisation de micaschistes au contact du granite, hypothèse à laquelle s'était arrêté A. LACROIX. Ils indiquent au contraire une origine ignée. La convergence avec les termes les plus évolués de la séquence gabbro-dioritique est frappante : elle conduit à l'hypothèse d'une série quasi continue gabbros-diorites-leptynolites traduisant l'évolution d'un magma basique progressivement contaminé et hydraté lors de son ascension dans le batholite. A cette évolution magmatique plus complexe que la cristallisation-différenciation classique se superposent des échanges à double sens entre les corps basiques en voie de cristallisation et leur environnement granitique encore mobile ou de nouveau mobilisé par rhéomorphisme. Ces échanges induisent des tendances géochimiques distinctes et une zonalité de part et d'autre des contacts avec une amplitude et une régularité mieux marquées du côté des granitoïdes et d'autant plus régulières dans la séquence gabbros-diorites-leptynolites que la basicité est plus forte. Dans le cas des leptynolites, termes les plus évolués de cette séquence, la différenciation principale a déjà considérablement atténué le contraste avec les granitoïdes encaissants. L'effet complémentaire des échanges peut alors aboutir à une convergence chimique avec les tonalites, les différences de texture et d'ordre de cristallisation restant cependant très significatives d'une dualité d'origine.

Deux faits géologiques importants requièrent un examen particulier, dans le cadre de cette hypothèse : la localisation des leptynolites dans la zone méridionale du massif, le caractère gneissique ou micaschisteux acquis par ces roches d'origine ignée, et leur disposition en bancs alternativement biotitiques et amphiboliques.

Le fait que les leptynolites, termes fortement contaminés de l'ensemble des formations gabbro-dioritiques, apparaissent, uniquement dans la partie méridionale du Massif trouve peut-être son explication dans le style tectonique très particulier de cette zone. En effet, les caractères singuliers des granitoïdes traduisent, sans aucun doute, l'existence de conditions tectoniques rigoureuses lors de leur mise en place. Il est d'autre part vraisemblable d'admettre la présence d'une proportion importante d'eau du fait que les granitoïdes sont montés jusque dans leur couverture sédimentaire. La conjugaison de ces deux caractères a pu permettre une contamination plus importante du magma basique donnant naissance aux leptynolites.

Le caractère schisteux de ces formations est en majeure partie lié à l'action des phénomènes tectoniques relativement tardifs qui ont donné naissance, dans les granitoïdes à la blastomylonitisation. Par contre l'existence d'une répartition des faciès en bancs alternativement biotitiques et amphiboliques est sans aucun doute originelle. Toutefois nous ne pouvons déterminer la nature du phénomène responsable de son apparition : courants de convection, "cristal settling"...

CONCLUSION GENERALE

La cartographie au 50.000° de l'ensemble du Massif, première étape du travail présenté dans ce mémoire, confirme pour une large part les connaissances antérieures, mais elle les précise et y ajoute de nouveaux éléments.

Ce qui était connu : l'opposition entre la partie méridionale du Massif, franchement foliée, hétérogène, riche en septa métasédimentaires ainsi qu'en enclaves basiques et la partie septentrionale plus nettement granitique avec un caractère batholitique.

Ce qui est apparu à la suite des levés :

a) le grand développement des roches basiques et des "mélanges" acide-basique soit en ceinture autour des massifs basiques, soit en corps allongés selon la foliation générale de la partie méridionale. L'ensemble de ces formations basiques ou mixtes ne constitue pas moins de 10% en surface du Massif.

b) l'existence d'une gamme de faciès granitoïdes organisés dans des structures de deux sortes :

- mégastructure allongée subconcentrique de la partie Nord associant de la périphérie vers le Centre, un granite monzonitique non porphyroïde, un granite monzonitique porphyroïde et un granite calcoalcalin central.

- structures hectométriques "en auréoles" autour des masses basiques avec, à partir de celles-ci, la séquence tonalite-granodiorite-granite, avec décroissance rapide de la fréquence et de la taille des enclaves basiques caractéristiques de ces auréoles.

- oblitération des structures dans la zone méridionale, sous l'effet des déformations qu'exprime la foliation généralisée masquant les différences entre faciès granitoïdes.

A la suite de ces observations, l'attention qu'on réservait, depuis les travaux de A. LACROIX, aux relations d'endo-exomorphisme entre les granites et les métasédiments paléozoïques encaissants ou en enclaves, méritait d'être reportée principalement sur l'association roche basique-roche acide dont le Massif de Quérigut constitue un magnifique exemple. Successivement pétrographique, minéralogique, géochimique et géochronologique, l'étude de cette association forme la part la plus importante et peut-être la plus significative de ce mémoire. Les autres aspects pétrographiques et géochimiques du Massif y sont examinés de manière moins approfondie et l'on est encore loin de disposer de tous les éléments nécessaires à un schéma génétique entièrement dégagé de choix arbitraires entre théories rivales.

Il est du reste improbable qu'un seul Massif puisse livrer la solution d'un ensemble de problèmes pétrogénétiques fort complexes. Notre tâche sera heureusement simplifiée par la très récente publication d'une interprétation générale des granites de la partie orientale des Pyrénées, examinés dans leurs relations avec le métamorphisme et les plissements hercyniens (AUTRAN, GUITARD et FONTEILLES, 1972). La référence à cette remarquable synthèse et à la place qu'y reçoit le Massif de Quérigut, nous permettra de montrer comment les données précises maintenant disponibles sur ce Massif confirment ou contredisent les schémas pétrogénétiques établis à l'échelle régionale, sur des données plus générales.

ASSOCIATION ROCHES BASIQUES - ROCHES ACIDES

Les roches basiques sont des gabbrodiorites en masses renfermant parfois de petits amas ultrabasiques, ou en enclaves.

A leur contact immédiat, il n'y a pas de granites vrais mais des tonalites, pratiquement dépourvues de feldspath alcalin, puis des granodiorites faisant transition avec les granites.

Le problème central est assurément celui de l'âge relatif des différents termes de l'association.

A l'échelle de la carte au 50.000°, on remarque la disposition du corps basique-acide principal en une longue bande incurvée, conformément à la structure générale du Massif, à la limite nord de la zone des granitoïdes foliés à septa métasédimentaires. Cette disposition évoque une intrusion syncinématique le long d'une surface structurale au-dessus de laquelle apparaissent les septa paléozoïques fortement déformés en association avec les granitoïdes foliés.

Les autres masses basiques, grandes ou petites, donnent l'impression de "trouer" le Massif sans égard pour sa structure d'ensemble. Certaines d'entre elles s'alignent en travers de la "bande syncinématique" précédente, avec une allure post cinématique sécante.

Si l'on ajoute que le caractère syncinématique des granitoïdes foliés méridionaux est bien établi par l'étude des phases de métamorphisme enregistrées dans les septa, ces observations conduisent à considérer les venues basiques comme en partie contemporaines de la formation des granites et en partie postérieures, les intrusions contemporaines étant les plus importantes et donnant lieu aux associations les plus intimes.

A l'échelle des études pétrographiques, on observe que les tonalites pénètrent en lacis dans la bordure des corps basiques. Mais le long de ces lacis ou en bordure des enclaves, les roches basiques ont souvent un faciès à grain fin particulièrement sombre et parfois fluidal, que l'on est conduit à interpréter comme bordure figée. Les roches basiques n'ont pas pu être fondues par une intrusion acide ; il faut donc admettre qu'elles n'étaient pas encore consolidées au moment de la pénétration des tonalites, celles-ci étant alors indiscutablement à l'état fondu. Ce fait se trouve confirmé par les études de pétrofabrique de J. PONS (1970) qui a montré l'existence de structures fluidales équivalentes dans les enclaves et leur matrice.

Un magma basique et un magma acide coexistaient donc, celui-ci ne pouvant en conséquence dériver de la cristallisation de celui-là. Pour l'origine du magma acide, il ne peut être envisagé que le rhéomorphisme, souvent décrit au contact d'intrusions basiques dans les formations sialiques, ou l'appartenance à un magma acide indépendant du magma basique (J. MARRE, 1970 et D. LAFFONT, 1971). Ces déductions de l'étude pétrographique vont dans le même sens que l'examen de la carte, en faveur d'intrusions basiques contemporaines de la formation des granites (deux magmas) ou postérieure à celle-ci (rhéomorphisme).

Il paraît donc établi que les intrusions basiques du Massif de QuériGut ne sont pas plus anciennes que les granites, mais contemporaines en majeure partie de ceux-ci, certaines d'entre elles pouvant être tardigranitiques.

Cette conclusion sur les âges relatifs permet d'aborder le second point de grande importance qui est celui des liaisons génétiques entre roches basiques et roches acides.

La séquence granite monzonitique - granodiorite - tonalite montre une très grande cohérence du point de vue minéralogique et géochimique. Mais il est exclu de l'interpréter comme une séquence de cristallisations-différenciations pour plusieurs raisons dont la première est l'abondance relative des granites par rapport aux tonalites très subordonnées. A fortiori, il n'est pas possible d'unir les gabbrodiorites à cette séquence granitoïde dans une "série comagmatique" ?

Nous avons en effet montré que le magma acide dont dérivent les tonalites, pénétrait et disloquait des masses basiques encore fondues. De plus, la géochimie montre (fig. 30 et 31 notamment, p. 124 bis et ter) que la séquence granitoïde et la séquence basique ne se placent pas en prolongement l'une de l'autre. Il en est de même, plus nettement encore, pour les rapports isotopiques (fig. 65, p. 220).

Le magma basique à partir duquel ont cristallisé les gabbrodiorites n'a donc pas de liaison génétique directe avec la séquence des granitoïdes. Ni l'hypothèse d'une série comagmatique, ni pour des raisons semblables, celle d'un mélange en proportions variables de ce magma basique avec un magma acide ne sont compatibles avec la plupart de nos données. Cependant la zonalite autour des masses gabbrodioritiques souligne très clairement le rôle déterminant des intrusions basiques.

Trois facteurs sont probablement en cause : le flux thermique à partir de ces intrusions, l'absorption d'eau et plus généralement le développement d'échanges entre magmas acides et basiques sous l'effet de forts gradients des potentiels chimiques.

De tels échanges sont encore fort peu explorés et nous n'avons pas connaissance de modèles auxquels nous puissions aisément comparer nos observations. Comme nous l'avons montré à diverses reprises, nos données géochimiques et isotopiques semblent bien s'accorder avec des diffusions à double sens qui réduisent progressivement les écarts tout en laissant ses particularités à chaque séquence.

ENDOMORPHISME - EXOMORPHISME

Tout au cours du paragraphe précédent, nous avons souligné la franche indépendance des roches basiques vis à vis des granitoïdes ce qui conduit à restreindre fortement la théorie endomorphique de A. LACROIX.

Toutefois, une nette distinction entre l'ensemble des granitoïdes septentrionaux et leurs équivalents méridionaux qui se traduit par une dérive progressive de cette dernière en direction du domaine des roches sédimentaires (fig. 36, p. 139). De plus, lors de l'étude des caractères chimiques des micaschistes en septa, nous avons montré en leur bordure, l'existence de phénomènes métasomatiques donnant naissance à une tendance évolutive inverse par rapport à celle qui décale les granitoïdes méridionaux.

L'étude du second volet de la théorie de A. LACROIX qui se rapporte à l'action exomorphique du granite a permis de montrer que les leptynolites s'individualisent très nettement des micaschistes (fig. 77, p. 281) se rattachant au contraire à l'ensemble des roches gabbrodioritiques dont elles représenteraient des termes fortement contaminés et différenciés (fig. 78, p. 283). Sous l'action de ces phénomènes la composition des leptynolites tend à se rapprocher de celle des roches granitoïdes rendant ainsi possibles des échanges métasomatiques notables aboutissant à l'égalisation chimique entre les deux ensembles pétrographiques. De tels échanges métasomatiques ont très certainement été favorisés par l'existence de conditions tectoniques rigoureuses et la présence d'une proportion importante d'eau provenant de la couverture sédimentaire. Ces observations tendraient à exclure la possibilité d'une granitisation importante. Toutefois, cette hypothèse ne saurait être entièrement exclue tant qu'une étude approfondie n'aura pas été entreprise en vue de préciser ses mécanismes.

POSITION STRUCTURALE ET AGE DU MASSIF --ROLE POSSIBLE D'UN PALEOSOCLE :

Lors de l'étude sur le métamorphisme, il est apparu que les paragenèses présentes dans les micaschistes en septa et dans l'encaissant du Massif, résultaient de la succession de plusieurs phases de cristallisation accompagnant, ou s'intercalant entre, au moins trois phases de déformation. La mise en place des granites se manifestant dans les micaschistes par l'apparition de la sillimanite serait contemporaine de la seconde phase.

Les limites de développement des phases minérales (biotite, andalousite, cordiérite) cristallisées durant la première phase de déformation, phase synschisteuse, tendent à se mouler autour du Massif et sont très rapprochées. Une telle disposition est l'indice d'un resserrement des isogrades autour du Massif et dans sa couverture représentée par les septa. Le Massif paraît ainsi constituer un important dome thermique. Une disposition et un resserrement identiques des isogrades ont été observés autour de plusieurs massifs gneissiques considérés comme représentant d'anciens socles précambriens, de la partie orientale des Pyrénées (Canigou, Albères, Aston-Hospitalet). Ce phénomène a été attribué à un "effet de socle" (M. FONTEILLES et G. GUITARD, 1964, A. AUTRAN et al., 1972). Les isogrades apparus au cours de la phase paroxismale du métamorphisme régional tendent à se déformer, montant et se resserrant à l'approche des socles. Ces observations conduiraient à admettre également l'existence d'un effet de socle autour du Massif de Quérigut ce qui pose le problème de l'origine des granitoïdes qui le constituent.

D'un autre point de vue, nous avons souligné à plusieurs reprises l'existence dans les poudingues viséens, localisés à la fois dans l'encaissant et les septa du Massif, de galets de granite, de gneiss et plus rarement, de micaschiste. Ceci traduit indiscutablement l'existence d'un socle antéhercynien émergé durant le Viséen.

D'autre part, l'étude géochimique a permis de mettre en évidence, dans les granites monzonitiques, une structure zonée définie par une alternance plusieurs fois répétée de bandes relativement régulières de compositions différentes (fig. 33, p. 132). Une telle structure ne peut s'expliquer suivant un schéma magmatique et plus précisément par un processus de différenciation. En effet, dans un massif granitique, la composition des zones apparues au cours de ce pro-

cessus varie de façon régulière depuis son coeur jusqu'en sa bordure ; de plus, une évolution de même sens apparaît à l'intérieur de chaque zone. Ainsi, il serait plus logique d'admettre que la structure des granites monzonitiques est héritée, reflétant l'existence d'une structure ancienne (sédimentaire ou métamorphique).

Enfin, la puissante bande complexe basique-acide, incurvée suivant la structure générale, et dans laquelle les enclaves gabbrodioritiques en flammèches présentent une orientation conforme à la schistosité des septa métasédimentaires et la foliation des granitoïdes, traduit sans aucun doute une mise en place syncinématique le long d'une ligne structurale très importante. Il est à noter que la bande se localise à la limite entre la partie batholitique du Massif et la partie foliée méridionale qui renferme d'abondants septa métasédimentaires. Nous sommes tentés, compte tenu de cette particularité, d'interpréter cette ligne structurale comme une ancienne surface structurale majeure séparant un domaine de socle de sa couverture paléozoïque.

Ces diverses observations suggèrent, malgré l'absence de preuves directes notamment géochronologiques, l'existence d'un paléosocle antéhercynien aux dépens duquel les granites se seraient formés.

ORIGINE DES GRANITES

Les mécanismes de formation des différenciations et de mise en place du granite lui-même restent les plus problématiques. Nous tenterons cependant, en fin de ce mémoire, de rassembler ceux des faits observés et des certitudes acquises qui nous paraissent éclairer la genèse du granite.

1) La feldspathisation des métasédiments paléozoïques, par imbibition, telle que l'avait envisagée A. LACROIX, ne paraît pas devoir être retenue. L'étude géochimique du paléozoïque, y compris les septa intragranitiques, a montré que les variations du développement de la phase feldspathique étaient principalement régies par la sédimentation. Les variations induites par le granite lui-même sont au contraire imperceptibles, se limitant à des effets ponctuels de contact.

2) L'anatexie différentielle in situ, avec formation de magma granitique au niveau du paléozoïque ne peut être retenue car les septa métasédimentaires de la partie méridionale du Massif ne présentent aucune des particularités minéralogiques et chimiques qui permettraient de les considérer comme les "restites" de cette fusion anatectique différentielle.

3) Les granitoïdes foliés de la partie méridionale apparaissent donc comme étrangers à leur contexte paléozoïque, soit qu'ils résultent de l'ascension d'un magma, soit qu'ils témoignent d'une métasomatose intense et localisée agissant par tout ou rien sans laisser apparaître aucun "front de métasomatose". Cette dernière hypothèse pourrait prendre appui sur le caractère systématiquement orienté et syncinématique des granitoïdes qualifiés parfois de migmatitiques (E. RAGUIN, 1949-1957).

Dans l'un et l'autre cas, l'assimilation partielle du paléozoïque est toutefois démontrée par les particularités chimiques des granitoïdes (caractère hyposodique et potassique mis en évidence, notamment sur la fig. 36, p. 139).

4) Les granitoïdes massifs, non orientés de la partie septentrionale offrent moins de prise encore à l'argumentation car nous n'avons pas de certitude sur le contexte structural dans lequel ils se sont développés. L'absence de reliques paléozoïques est un fait, et nous avons énuméré les raisons d'envisager la limite avec les granitoïdes méridionaux, jalonnée par une grande intrusion basique, comme une ancienne surface structurale majeure séparant un domaine de socle de sa couverture paléozoïque.

En l'absence d'enclaves d'origine non magmatique, le seul témoignage des structures anciennes de ce socle serait la zonalite récurrente observée dans les granites monzonitiques (fig. 33, p. 132) et recoupée par la mégastructure concentrique allongée liée à la différenciation granitique.

Un fil conducteur aussi ténu ne permet aucun choix entre la granitisation par métasomatose, ou par fusion anatectique. Mais il permet probablement d'écarter l'hypothèse d'un magma granitique monté de niveaux inférieurs et formant une sorte de phacolite au niveau du paléozoïque ou entre le paléozoïque et le paléosocle. Il paraît plus probable que la partie Nord du Massif soit bien une zone de formation et de départ du granite à partir de structures anciennes dont subsistent des vestiges sous forme d'une zonalite relique.

5) Que peut-on dire des conditions régnant dans une telle zone de formation et de départ ? La structure générale du massif et les observations précises faites dans les septa métasédimentaires du Sud indiquent une granitisation contemporaine des déformations principales hercyniennes et du métamorphisme qui les accompagne. Des isogrades très resserrées montrent l'existence d'un dôme thermique très marqué à l'emplacement du Massif, avant la formation du granite. Les intrusions basiques interviennent à l'intérieur de ce dôme thermique, au moment même de la formation du granite et avec de très nettes interactions. Il ne fait donc pas de doute que le Massif granitique correspond à une zone qui présentait un état thermique très particulier non attribuable à la mise en place des granites eux-mêmes.

Ceci conduit à lier la formation même du granite à cet état thermique, par des mécanismes de fusion partielle ou totale d'un socle granito-gneissique mobilisé sur place et partiellement intrusif dans sa couverture paléozoïque.

L'existence d'un magma acide est évidente au niveau des tonalites, donc à l'approche des culminations thermiques locales engendrées par les intrusions basiques. La continuité observée entre les tonalites et les granites permet de penser que la fusion s'étendait loin des corps basiques et était peut-être généralisée lors de la formation de la séquence granite-granodiorite, tonalite, en réservant la possibilité d'évolutions ultérieures à l'état solide comme on les observe par exemple dans les zones décolorées alignées sur des directions de fracture tardives.

Dans l'hypothèse d'une fusion généralisée, il est possible de rendre compte du caractère silico-alcalin et de la position du granite de Quérigut, par des phénomènes de différenciation magmatique. Toutefois, cette explication n'est pas la seule possible. En effet, la dualité granitique observée est peut-être, au contraire, originelle ayant été conservée tout au long de l'histoire évolutive du Massif.

6) En dernier lieu, il convient de comparer le schéma local auquel nous conduit cette étude du Massif de Quérigut et les schémas régionaux présentés par A. AUTRAN, G. GUITARD et M. FONTEILLES.

Ces auteurs ont intégré de manière très cohérente la structure régionale, avec ses domaines de socle précambrien et de couverture paléozoïque, les caractères du métamorphisme, avec resserrement des isogrades et apparition d'associations à sillimanite dans la couverture au contact immédiat du socle ou des zones d'anatexie et la typologie des granitoïdes.

Les massifs granitiques dits "supérieurs" parmi lesquels se trouve rangé le Massif de Quérigut, sont ceux qui montent le plus haut dans la couverture. Ils y atteignent l'épizone du métamorphisme régional loin au-dessus des zones d'anatexie du métamorphisme régional avec lesquelles on ne leur connaît pas de rapports. On donne de ces massifs l'image de "strato-cumulus" développés dans le Paléozoïque.

En ce qui concerne l'origine des magmas granitiques à partir desquels se formeraient les "massifs supérieurs", A. AUTRAN, M. FONTEILLES et G. GUITARD font deux observations principales :

a) L'anatexie mésozonale ou catazonale ne donne que de petits volumes de granites à peu près confinés dans leur domaine de formation ou, à la rigueur, pénianatectiques. La mobilisation granitique est vraisemblablement limitée très strictement par les faibles quantités d'eau disponibles dans ces niveaux profonds.

b) "Les granitoïdes hercyniens en massifs ne s'enracinent pas dans les domaines anatectiques régionaux accessibles à l'observation".

Il faut donc, selon ces auteurs, rechercher l'origine des magmas granitiques à une profondeur très supérieure à celle de l'anatexie régionale et "dans un milieu fondamentalement différent", ce qui conduit à envisager de grandes masses de magma basiques évoluant en profondeur par cristallisation-différenciation pour donner des magmas granitiques très fréquemment précédés par de petits précurseurs basiques "généralement injectés à la base de l'enveloppe paléozoïque, sauf dans le granite de Quérigut où ces intrusions existent au voisinage des synclinaux du Dévonien".

Nos propres conclusions présentent avec ce schéma de fortes divergences avec un certain nombre de points d'accord. Il ne nous paraît pas possible, pour de multiples raisons exposées dans ce mémoire, de joindre les granitoïdes aux formations gabbrodioritiques dans une série comagmatique. De plus, les intrusions basiques du Massif de Quérigut n'apparaissent pas comme des précurseurs : nous les tenons pour contemporaines du granite et parfois même pour tardigranitiques induisant autour d'elles des effets de rhéomorphisme et de diffusion à double sens entre magmas basique et acide. En revanche, le Massif de Quérigut ne nous paraît pas constituer une anomalie en ce qui concerne la localisation préférentielle des intrusions basiques au contact entre socle et couverture.

Les relations entre roches acides et roches basiques sont assez claires dans le Massif de Quérigut pour que l'on puisse prendre très nettement position à leur égard. Il en est bien autrement en ce qui concerne l'interprétation de la partie nord du Massif comme un domaine de socle mobilisé lors du métamorphisme hercynien et de l'intrusion des roches basiques. Il existe un faisceau de présomption mais pas de certitude. Les données isotopiques elles-mêmes, d'un grand intérêt sur le plan géochimique et pétrogénétique, s'avèrent très décevantes sur le plan de la chronologie absolue.

Ce problème reste donc ouvert et nous avons dû nous limiter à en éclairer quelques aspects, notamment géochimiques.

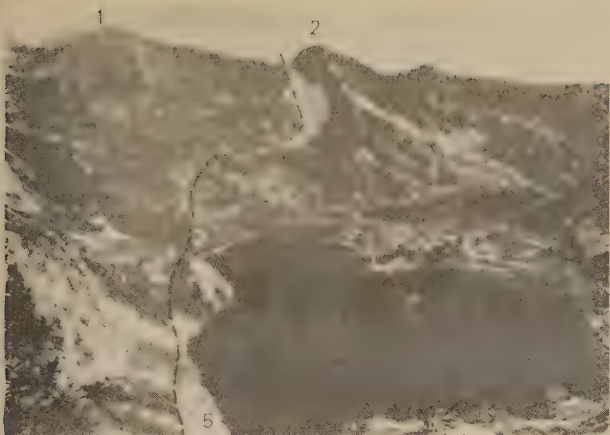
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

HORS TEXTE

PLANCHE I

Vues d'ensemble du Massif de Quérigut

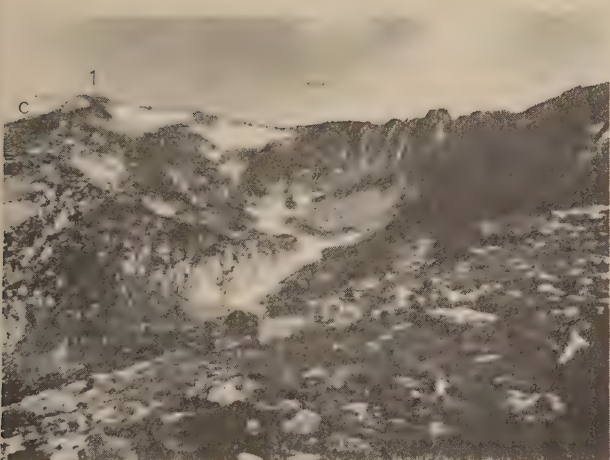
- 1 - Bordure Nord-Ouest du Massif. Limite entre le Massif (à droite) et son encaissant sédimentaire (schistes ordoviciens à gauche). Sommets du Tarbesou (1) et de la Coumeille de l'Ours (2) - Etangs de Rabassoles (3), Bleu (4), Noir (5).
- 2 - Ligne de crête de la partie Sud-Ouest du Massif joignant les sommets du Roc Blanc (1) de Baxouillade (2) et de la Tribune (3).
- 3 - Ligne de crête méridionale à l'Est de la vallée de l'Aude. Pic de Madrès (1). On notera sur le flanc du Madrès la présence d'un petit septum de cipolin (c).
- 4 - Vallée du Galbe - Pic de Terres (1) - Porteille d'Orlu (2). Les roches granitoïdes (γ) laminées et hachées par des diaclases (à fort pendage Nord) sont séparées de leur encaissant sédimentaire (calcaires dévoniens d) par le grand accident représenté par la faille de Mérens (M).
- 5 - Plateau de Donnezan mollement ondulé s'élèvant progressivement vers le Sud pour rejoindre la ligne de crête méridionale.
- 6 - Forêt du Gravas constituant un plateau à relief peu accusé s'élevant vers le Sud jusqu'à la ligne de crête passant par le Pic de Madrès (1). Il est fortement entaillé par la vallée de l'Aiguette.



1



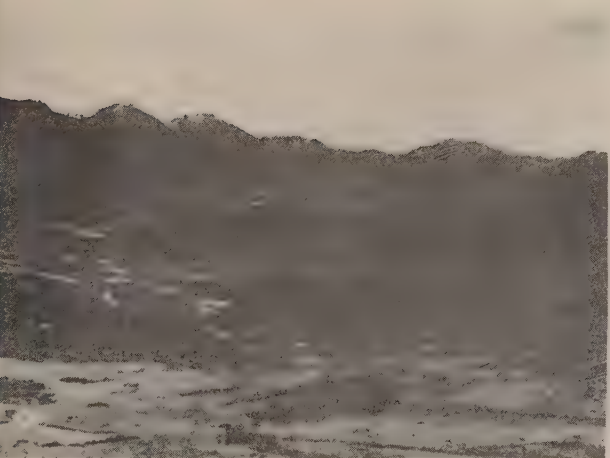
2



3



4



5



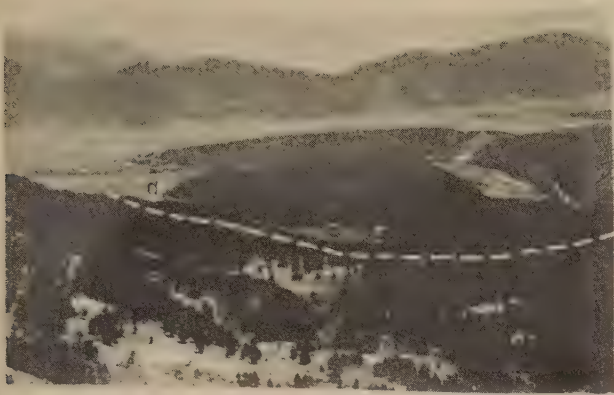
6

PLANCHE II

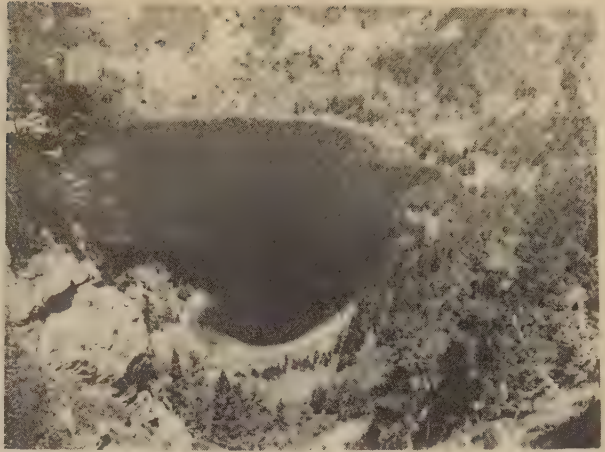
Vues d'ensemble du Massif de Quérigut

- 1 - Double arc glaciaire à la jonction des vallées du Galbe et de l'Aude dans le Capcir. Les granitoïdes méridionaux (γ) sont séparés des calcaires dévoniens bien représentés à Fontrabiouse (d) par le grand accident représenté par la faille de Mérens. Au fond, on aperçoit les crêtes du Massif du Canigou (c).
- 2 - Etang du Laurenti - Lac d'origine glaciaire - localisé au coeur de la bande hétérogène basique acide.
- 3 - Roches granitoïdes méridionales du Massif de Quérigut le long de la route N 118 (20 m avant le carrefour avec la route D 32). La roche granitoïde, à composition tonalitique présentant une foliation bien développée est hachée par des diaclases subverticales. La foliation est d'autre part soulignée par de petites enclaves basiques fusiformes. Surmontant la tonalite, on observe un gros septum de micaschiste quartziteux qui peut être rattaché à l'Ordovicien (schistes de Jujols) (o).
- 4 - Carrière localisée au carrefour de la N 118 et de la D 32 dans un grand septum gothlando-dévonien. La tonalite méridionale (γ) est surmontée par un cipolin renfermant des bancs de grenatite et un filon d'aplite boudiné. On passe ensuite à un marbre calcaire massif, renfermant à sa base des boules dioritiques, lui-même surmonté par un banc de calcschiste rubané puis par une lame tonalitique.
- 5 - Grande carrière le long de la route D 32 dans un grand septum calcareux gothlando-dévonien. Ensemble isoclinal complexe constitué de marbres calcaires massifs, de cipolins rubanés, de cornéennes calciques massives (épidotites, grenatites). Ces roches sont affectées de nombreux plissements et fortement tectonisées. Elles sont recoupées par une petite masse dioritique (δ) (très cataclasée et traversée par des filonnets pegmatitiques) et par des filons aplitiques.

C



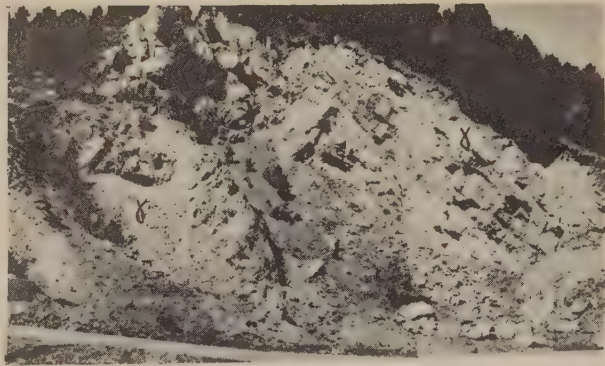
1



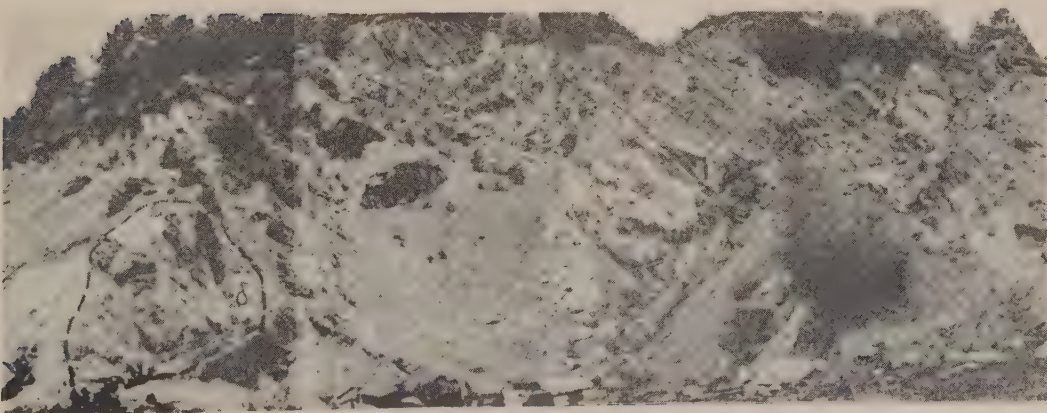
2



3



4

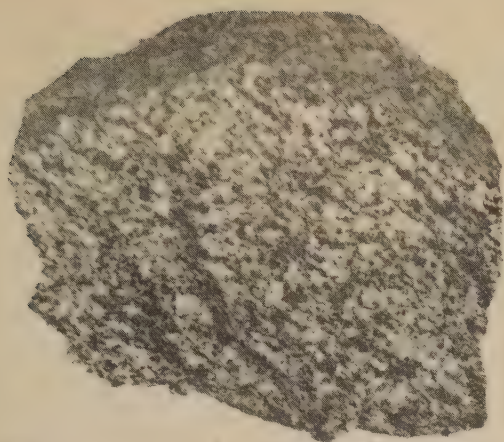


5

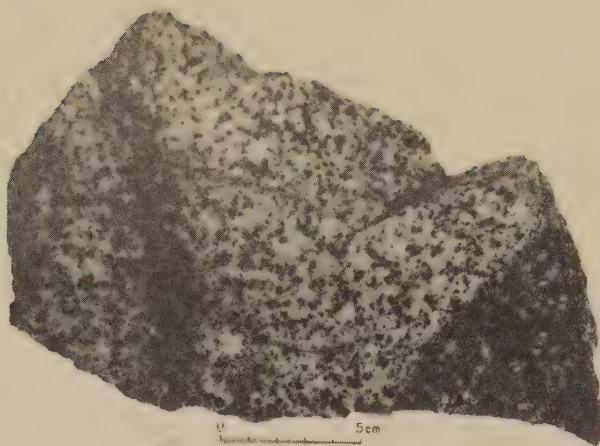
PLANCHE III

Les principaux types de roches granitoïdes
du Massif de Quérigut

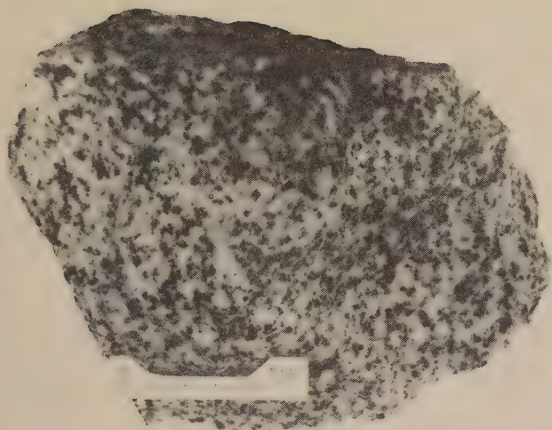
- 1 - Tonalite méridionale. Nous notons l'importante foliation de cette roche marquée par la nette orientation préférentielle des paillettes de biotite constituant parfois des lits irréguliers et interrompus.
- 2 - Tonalite septentrionale provenant d'un "filon" de 1 m de puissance recoupant la bordure de la masse gabbro-dioritique de la forêt de Joucarets. Le contact entre la tonalite et la roche basique massive (à droite) est très tranché (les minéraux de la tonalite pouvant cependant chevaucher la limite). Présence d'une petite enclave très allongée (à gauche), le contact est alors moins net (on observe dans la tonalite des petits fragments de roche basique).
- 3 - Granodiorite matrice d'enclaves diasiques ovoïdes. La biotite est bien cristallisée. On note l'absence de phénocristaux automorphes de feldspath alcalin.
- 4 - Granite monzonitique provenant de la bande localisée au Sud du granite de Quérigut. Le feldspath alcalin peut apparaître en phénocristaux de petite taille (1 cm).
- 5 - Granite monzonitique porphyroïde remarquable par l'abondance et la grande taille des phénocristaux de feldspath alcalin (4 à 5 cm).
- 6 - Granite de Quérigut, roche claire, peu biotitique, isotrope ne renfermant aucune phénocrystal de feldspath alcalin.



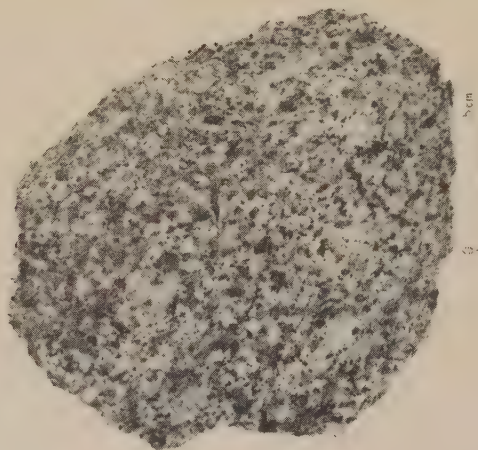
1



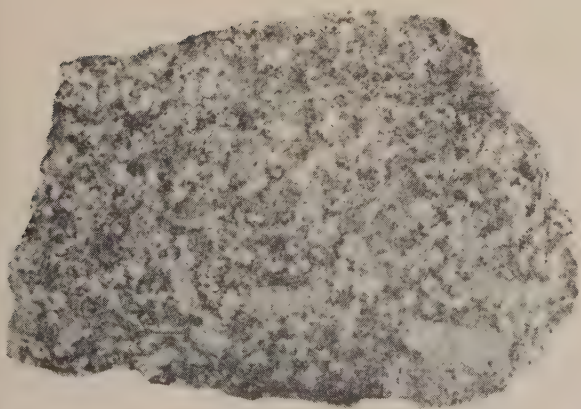
2



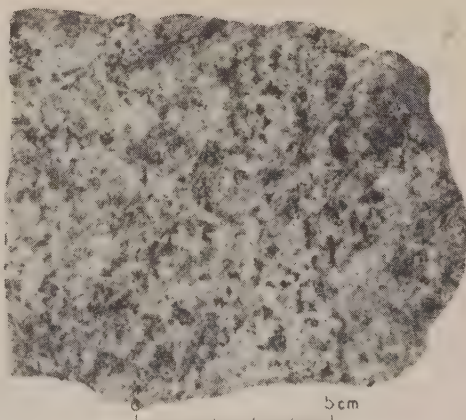
3



4



5



6

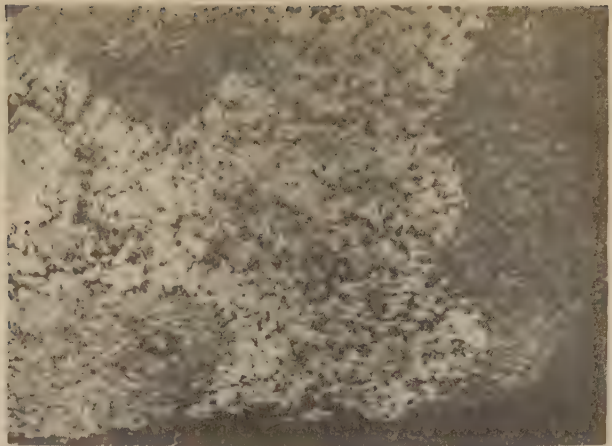
PLANCHE IV

Les roches gabbro-dioritiques - leurs relations avec les roches granitoïdes

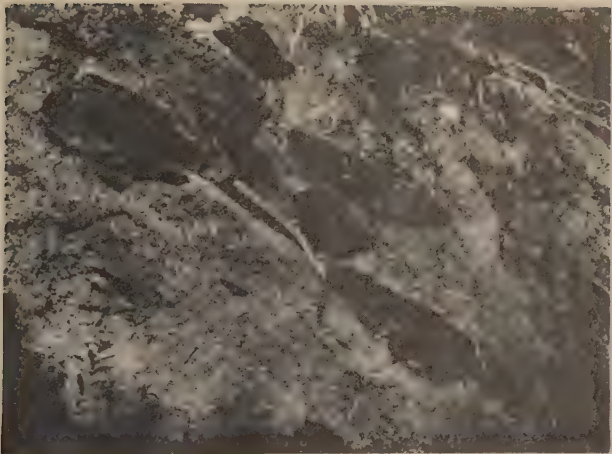
- 1 - Passée tonalitique recoupant la bordure de la masse basique de la forêt de Joucarets. La roche dioritique normale (ici faciès mélanocrate à gros grain) présente un faciès de bordure hyper mélanocrate à grain très fin, le contact entre les deux formations étant très brutal. La tonalite semble ici s'être localisée à la limite entre les deux types de roches basiques éclatant le faciès mélanocrate en fragments xénomorphes. Elle renferme également une enclave (en bas à droite) de diorite quartzifère normale.
- 2 - Détail d'une mince passée tonalitique (de 10 cm de puissance) découpant la roche dioritique en fragments anguleux. Les contacts entre les deux formations sont très francs quoique sinueux.
- 3 - Enclaves dioritiques ovoïdes, bien orientées, dans la granodiorite localisée au Nord de la bande complexe basique-acide. Les contacts entre la granodiorite et les enclaves sont très tranchés.
- 4 - Zone complexe basique-acide au Nord de l'Etang du Laurenti constituée de l'association d'enclaves fusiformes (ou en flammèches) très orientées dans une matrice tonalitique. Les contacts entre les deux formations sont soit nets soit relativement flous (lorsque les enclaves se chargent en phénocristaux de plagioclase).
- 5 - Détail du contact très tranché entre une enclave dioritique à grain très fin, renfermant des cristaux de plagioclase bien développés et la tonalite dans la zone complexe basique-acide. La tonalite présente une légère foliation marquée par l'orientation préférentielle des paillettes de biotite; cette foliation étant sensiblement parallèle aux bordures de l'enclave.
- 6 - Détail du contact entre une roche dioritique, faciès à gros grain, présentant une zone de bordure mélanocrate à grain fin (de 1 m de puissance) et un "filonnet" de tonalite.



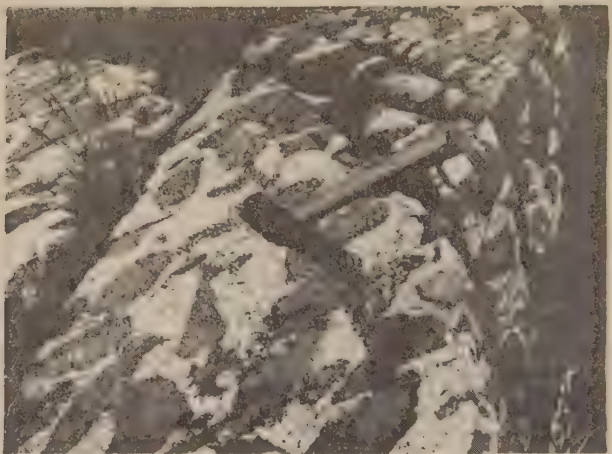
1



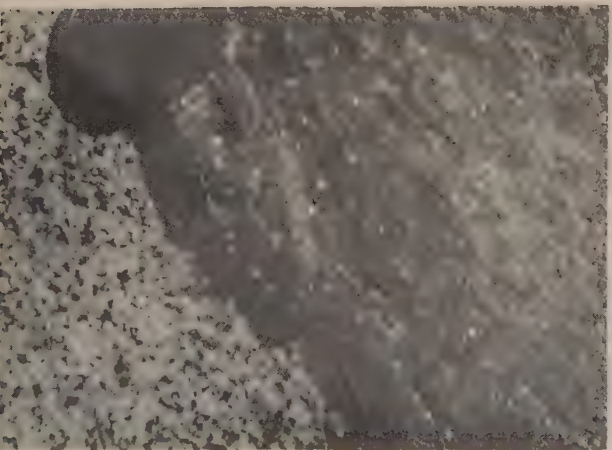
2



3



4



5



6

PLANCHE V

Différents faciès de gabbros et diorites quartzifères en massifs

- 1 - Diorite quartzifère à grain fin et à texture nettement doléritique. Le plagioclase apparaît essentiellement en petites lattes. Les minéraux ferromagnésiens, hornblende très dominants et biotite, apparaissent soit en petits cristaux soit en grandes paillettes xénomorphes très poecilitiques.
P 617 - LP x 7,5.
- 2 - Gabbro quartzifère à grain moyen. Le plagioclase en petits cristaux sub-automorphe tend à perdre son habitus en lattes. Présence d'une plage polycristalline de plagioclase formée de l'intrication de plusieurs cristaux bien développés (synneusis).
P 618 - LP x 7,5.
- 3 - Diorite quartzifère à gros grain à texture franchement grenue. Les cristaux de plagioclase tout en conservant généralement leur automorphisme deviennent trapus. Le quartz devient assez abondant en plages xénomorphes interstitielles.
S 6217 - LP x 7,5.
- 4 - Faciès hypermélancroïte à grain très fin au contact avec un mince "filon" de tonalite. La texture de la diorite quartzifère est nettement doléritique à tendance fluidale. Le contact entre la diorite et la tonalite est très tranché mais irrégulier, les minéraux de la seconde le chevauchant fréquemment.
S 5213 A - LP x 4.

Les enclaves gabbro-dioritiques

- 5 - Coexistence de différents types d'enclaves dioritiques anguleuses dans une matière tonalitique en bordure de la masse basique du Roc de l'Ermite. Faciès à grain très fin et tendance porphyrique - faciès à grain fin.
- 6 - Affleurement montrant la présence dans une tonalite, en bordure de la masse basique du Roc de l'Ermite, de différents types d'enclaves anguleuses de diorites quartzifères.



1



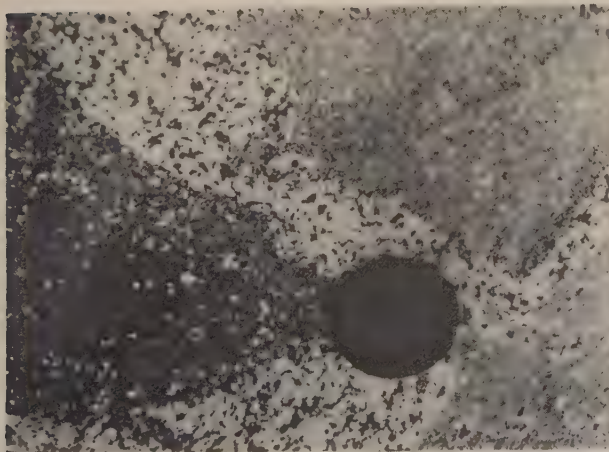
2



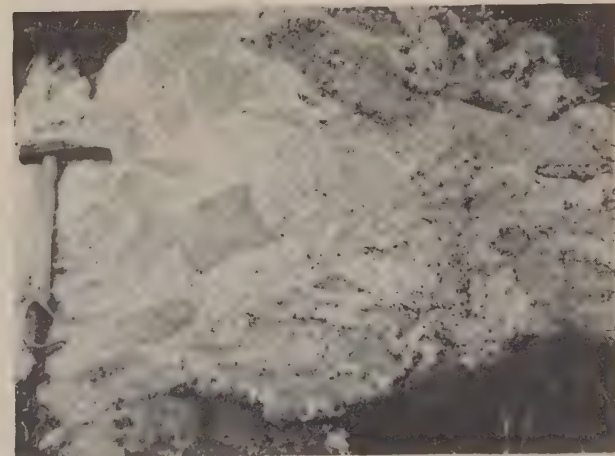
3



4



5



6

PLANCHE VI

Les enclaves gabbro-dioritiques

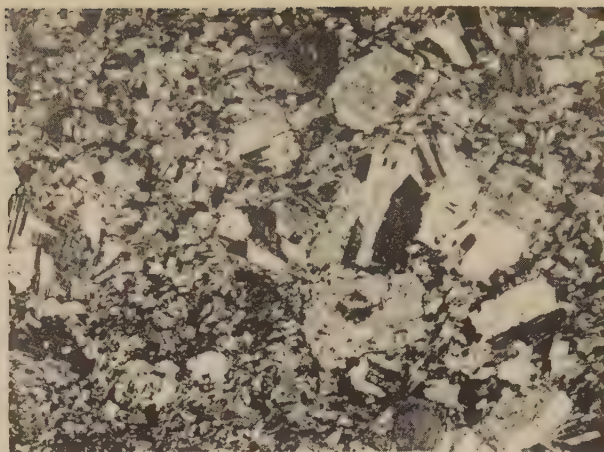
- 1 - Petite enclave dioritique à grain fin dans un granite monzonitique méridional. Le contact entre l'enclave et la roche granitique est très tranché. On note dans le granite la présence d'une légère foliation qui se traduit par l'orientation préférentielle du mica.
- 2 - Diorite quartzifère à grain très fin et texture doléritique porphyrique. Les "phénocristaux" de plagioclase observés macroscopiquement apparaissent en réalité, constitués de l'intrication de cristaux bien développés parfois associés en synneusis.
L 7014 - LP x 10.
- 3 - Faciès d'enclave à grain fin essentiellement biotitique. Nous notons l'abondance du quartz en grandes plages à contours subautomorphes.
S 5202 - LP x 10.

Les roches ultra-basiques

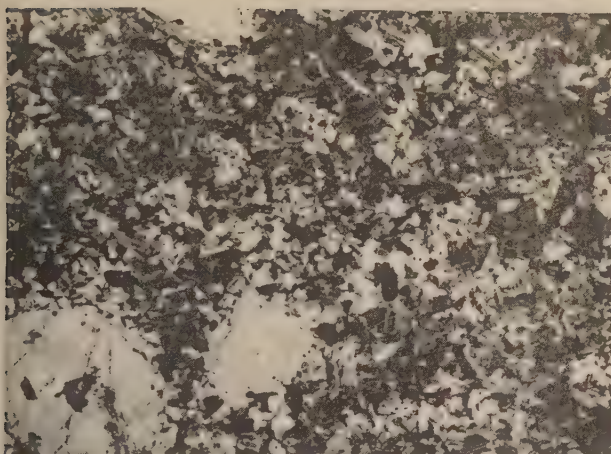
- 4 - Amphibolite à grain moyen. Le plagioclase en petits cristaux relativement trapus demeure relativement abondant. Les minéraux ferro-magnésiens essentiellement représentés par de la hornblende apparaissent en cristaux xénomorphes enchevêtrés.
L 732 - LP x 7,5.
- 5 - Pyroxéno-amphibolite à gros grain montrant l'enchevêtrement des cristaux d'amphibole généralement de grande dimension et notablement poecilitiques. Le plagioclase devient subsidiaire sous forme de petits cristaux subautomorphes.
L 922 - LP x 5.
- 6 - Cortlandite à gros grain essentiellement formée de l'intrication de grands cristaux d'amphibole très poecilitique renfermant ici d'abondantes sections globuleuses d'olivine.
L 933 - LP x 4.



1



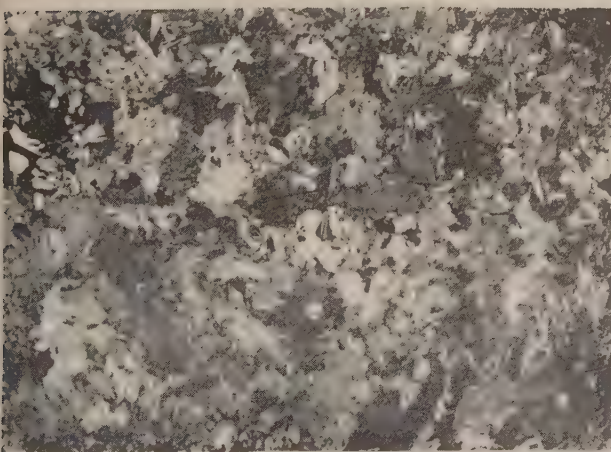
2



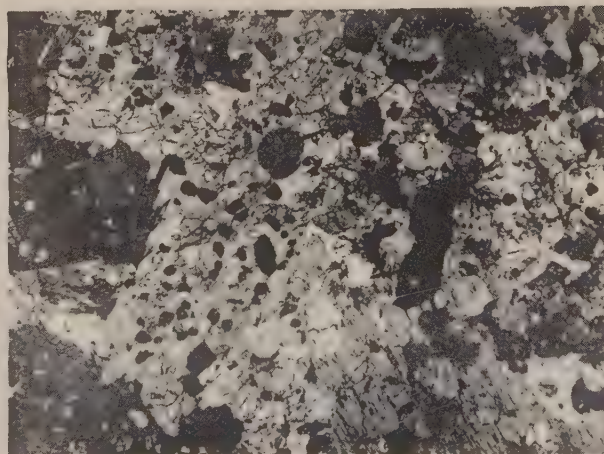
3



4



5

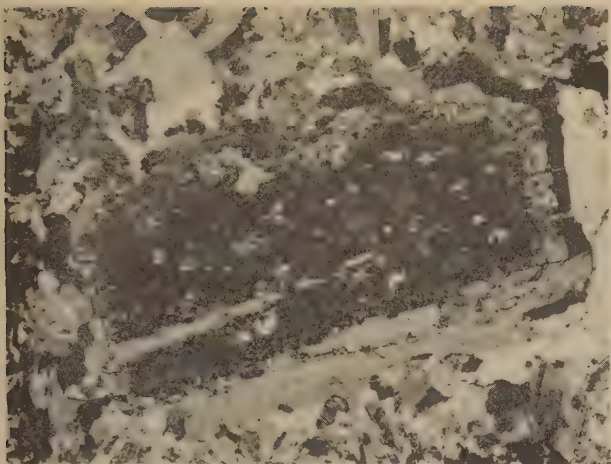


6

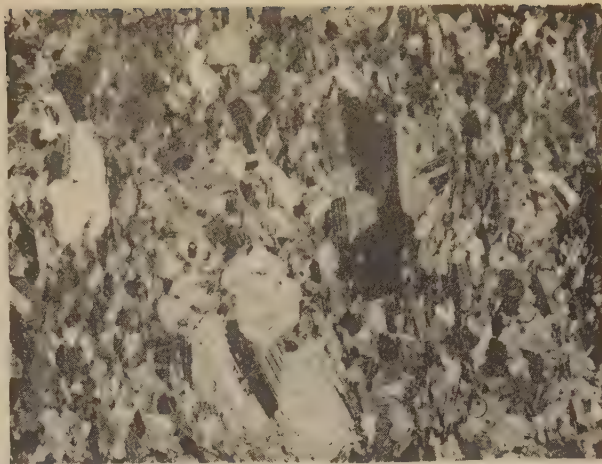
PLANCHE VII

Les minéraux des gabbros et diorites quartzifères

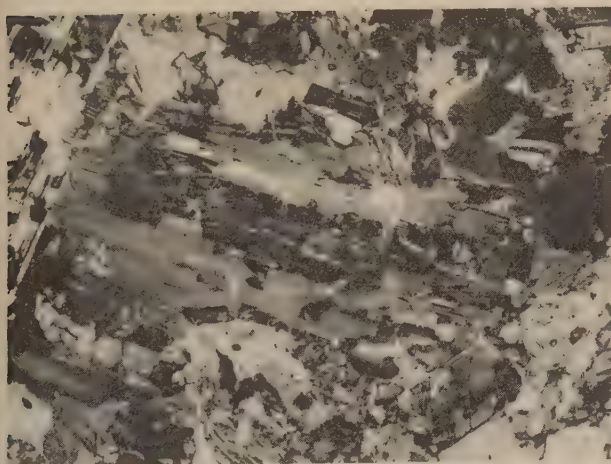
- 1 - Phénocrystal automorphe de plagioclase dans une diorite quartzifère à grain moyen montrant l'existence d'une double génération. Le coeur calcique subautomorphe et fortement saussuritisé est entouré d'une mince zone corticale sodique très saine.
L 699 - LP x 9.
- 2 - Plages polycristallines de plagioclase (synneusis) dans une diorite quartzifère hypermélanocrate représentant un faciès de bordure au contact d'un "filon" doléritique. La texture doléritique présente une nette fluidalité se déformant autour des plages plagioclasiques.
L 705 - LP x 15.
- 3 - Cristal de plagioclase présentant deux générations distinctes. Le coeur calcique très corrodé présente un système de macles polysynthétiques très oblique par rapport à celui de la zone corticale sodique.
L 862 - LP x 15.
- 4 - Zone corticale d'un cristal de plagioclase présentant un zoning complexe avec de nombreuses récurrences de composition.
P 618 - LP x 30.
- 5 - Cristal de plagioclase renfermant des inclusions de biotite, de hornblende et d'apatite en petits cristaux aciculaires.
L 862 - LN x 25.
- 6 - Phénocrystal de hornblende renfermant des inclusions de biotite, de quartz et de plagioclase (subautomorphe). Nous notons la présence de "fragments" xénomorphes de biotite présentant la même orientation optique.
P 617 - LN x 25.



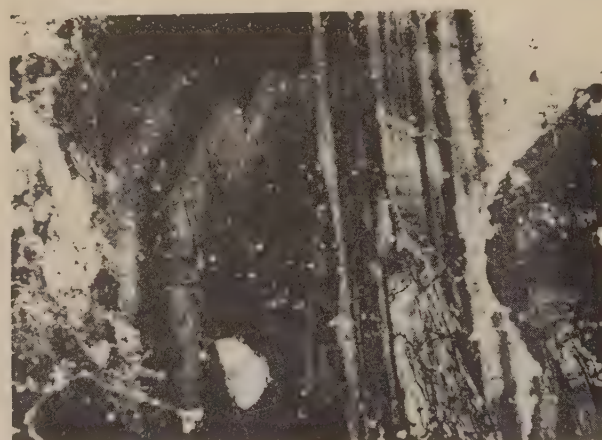
1



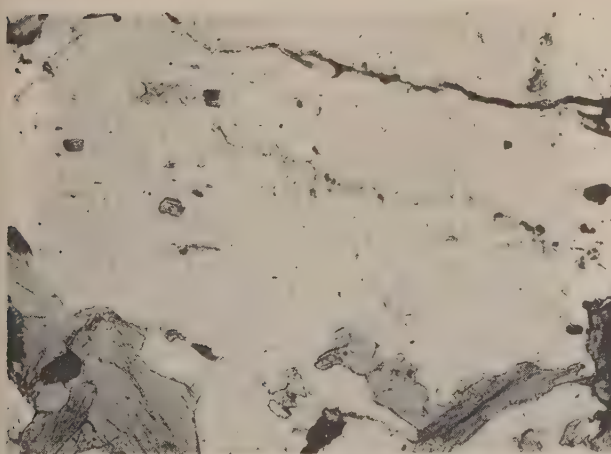
2



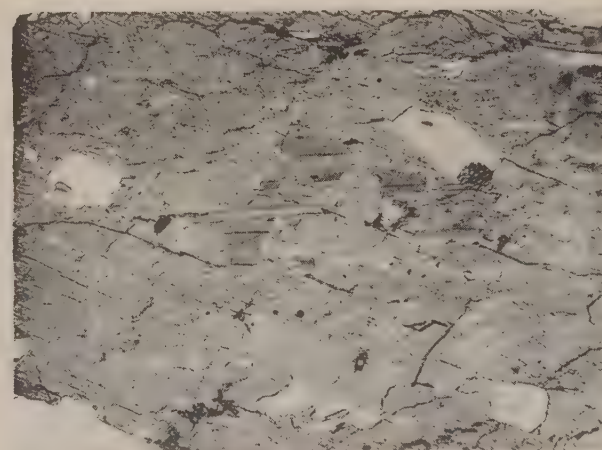
3



4



5



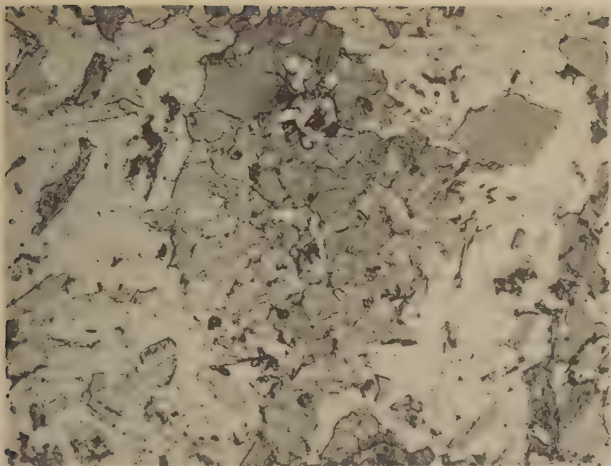
6

PLANCHE VIII

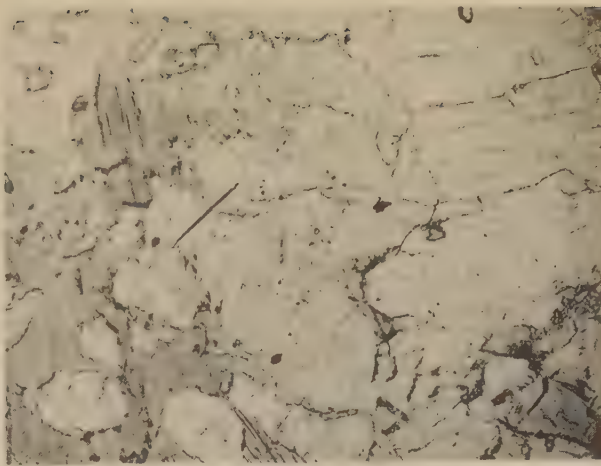
Minéraux des gabbros et diorites quartzifères (suite)

- 1 - Nodule amphibolique constitué de l'enchevêtrement de cristaux xénomorphes de hornblende associés à quelques sections de biotite.
L 93 - LN x 10.
- 2 - Cristal de hornblende xénomorphe présentant un coeur décoloré riche en petits glomérules de quartz.
L 825 - LN x 35.
- 3 - Phénocrystal de hornblende très poecilitique renfermant de nombreux cristaux de plagioclase en lattes et des paillettes allongées de biotite.
P 617 - LP x 25.
- 4 - Cristal de hornblende renfermant du pyroxène (augite ?) très corrodé.
Les contacts entre les deux minéraux qui présentent une même orientation optique sont progressifs quoique très rapides.
L 81 - LP x 50.
- 5 - Biotite présentant une texture d'association micrographique avec du quartz au contact d'un cristal de hornblende qu'elle semble corroder.
L 825 - LN x 25.
- 6 - Plage xénomorphe de quartz moulant les autres minéraux et les renfermant en inclusion. On note l'abondance des petits cristaux d'apatite parfois aciculaires.
L 93 - LP x 35.

PLANCHE VIII



1



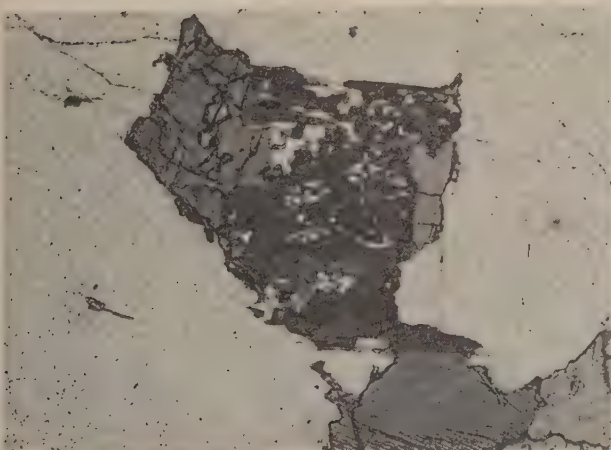
2



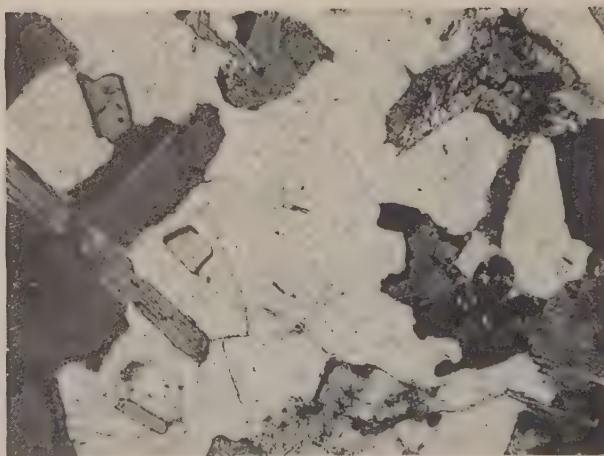
3



4



5



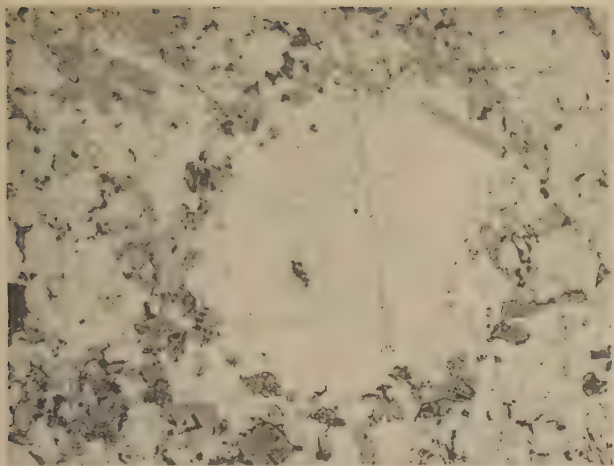
6

PLANCHE IX

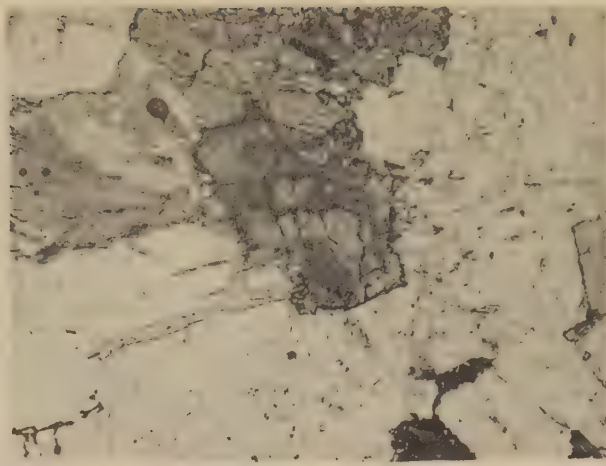
Minéraux des gabbros et diorites quartzifères

Minéraux des roches ultrabasiques

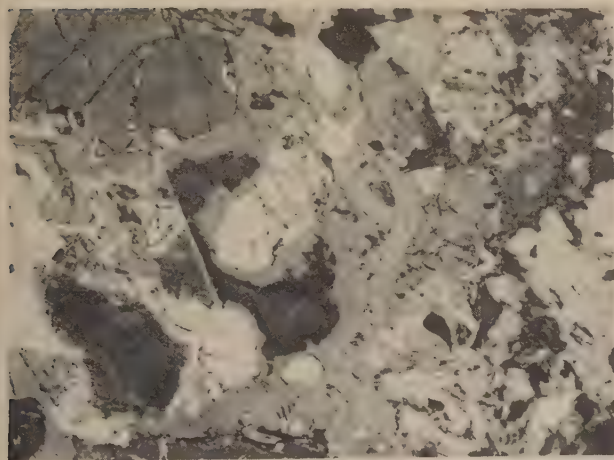
- 1 - Plage monocristalline de quartz subautomorphe frangée d'abondantes petites sections de hornblende et de biotite. Les inclusions essentiellement constituées de biotite et de hornblende se rassemblent à proximité des bordures de cette plage de quartz (le coeur en étant dépourvu).
L 93 - LN x 10
- 2 - Cristal xénomorphe d'allanite très colorée et zonée. On note l'apparition d'un halo pléochroïque dans la hornblende à son contact.
L 925 - LN x 25
- 3 - Phénocrystal d'amphibole dans une cortlandite renfermant une section de clinopyroxène très fortement corrodé et des cristaux globuleux d'olivine. Il est à noter que les contacts entre le pyroxène et l'amphibole quoique très rapides sont transitionnels, les deux minéraux ont une même orientation optique.
L 933 - LP x 25
- 4 - Cristaux d'orthopyroxène (hypersthène) fortement altérés en talc en inclusion dans un phénocrystal d'amphibole d'une pyroxéno-amphibolite. Les contacts entre le pyroxène et l'amphibole sont très tranchés, les deux minéraux ayant des orientations optiques distinctes.
L 922 - LP x 25
- 5 - Cristaux de phlogopite (dans une cortlandite) poecilolitiques, renfermant principalement des cristaux arrondis d'olivine.
L 844 - LP x 8
- 6 - Phénocrystal de plagioclase dans une amphibolite montrant l'existence de deux générations distinctes ; le coeur calcique très corrodé a la même orientation optique et les mêmes macles polysynthétiques que les zones corticales.
L 911 - LP x 8



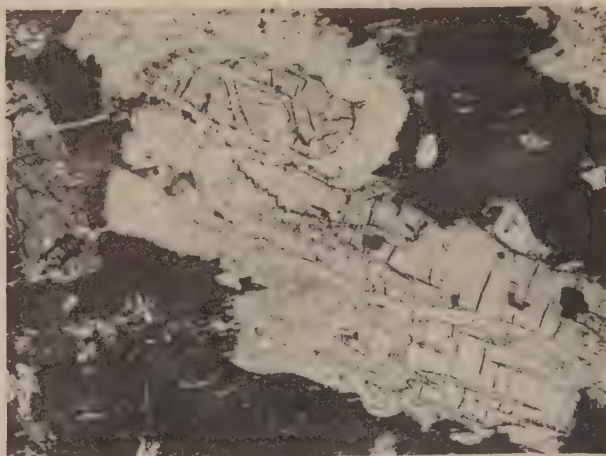
1



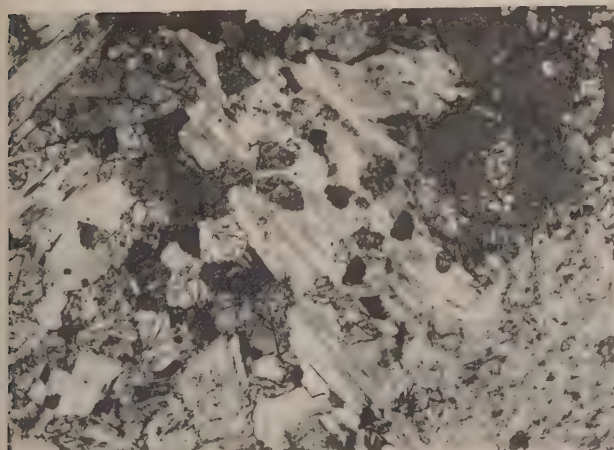
2



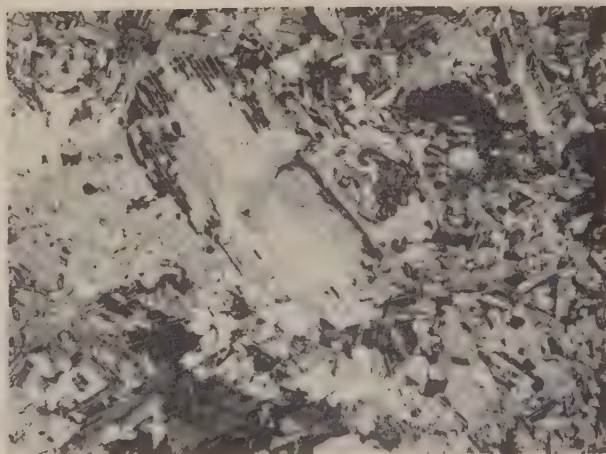
3



4



5



6

PLANCHE X
Les roches granitoïdes

Les granitoïdes septentrionaux

- 1 - Granite de Quérigut : texture grenue à tendance hypidiomorphe. Le plagioclase en cristaux subautomorphes est faiblement zoné. Le feldspath alcalin (orthose en voie de microclinisation) présente par contre des contours xénomorphes.
L 861 - LP x 4
- 2 - Granite monzonitique porphyroïde provenant de la bande localisée au Sud du granite de Quérigut. Texture grenue à tendance hypidiomorphe. Le plagioclase présente un notable zoning à faibles récurrences de composition. Phénocristal de microcline maclé Carlsbad à contours très irréguliers, perthites en flammèches.
S 68 - LP x 4
- 3 - Tonalite : texture grenue légèrement cataclastique. Le plagioclase apparaît soit en cristaux isolés soit en plages polycristallines (synneüsis). Le feldspath alcalin est totalement absent. La hornblende est présente en cristaux subautomorphes.
L 912 - LP x 4

Les granitoïdes méridionaux

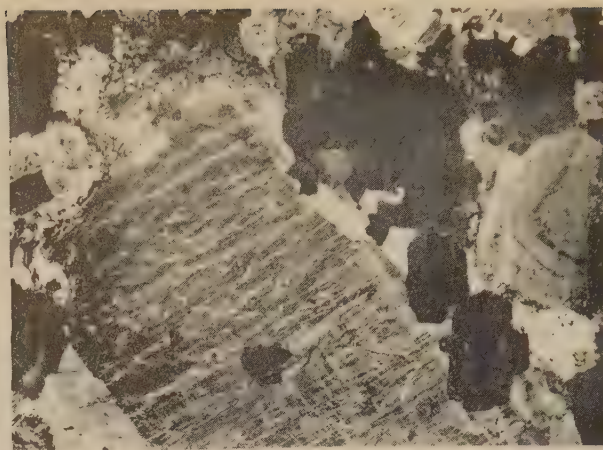
- 4 - Granodiorite méridionale. Les différents minéraux sont fracturés, les fractures étant cicatrisées par une "mésostase" finement cristallisée qui peut constituer de minces lits irréguliers donnant à la roche sa foliation.
L 854 - LP x 5
- 5 - "Mésostase" finement cristallisée dans une tonalité méridionale. Elle est constituée de l'association de fines paillettes de biotite peu colorée de quartz, de plagioclase en petits cristaux xénomorphes non zonés et de sphène en granules.
L 929 - LP x 80

Les minéraux des roches granitoïdes

- 6 - Plage polycristallines (synneüsis) de plagioclase dans une tonalite. Elle est constituée de l'enchevêtrement de plusieurs cristaux fortement zonés avec d'importantes récurrences de composition.
L 912 - LP x 10



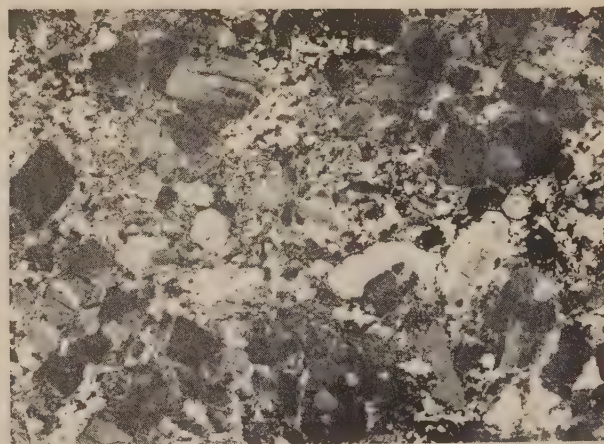
1



2



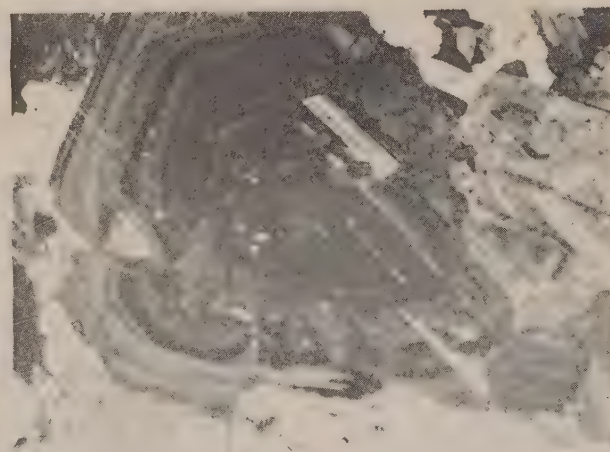
3



4



5



6

PLANCHE XI

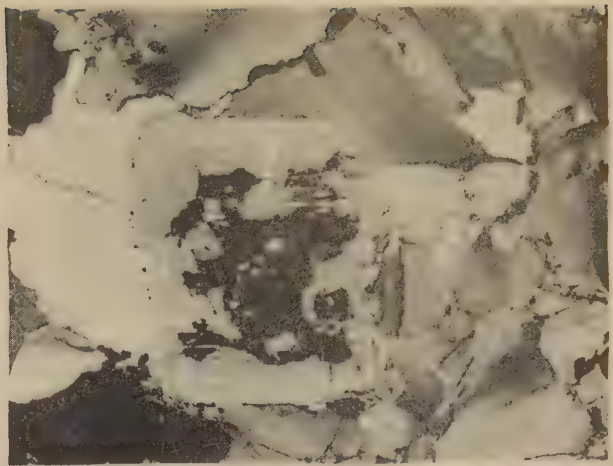
Les minéraux des roches granitoïdes

- 1 - Cristal de plagioclase du granite de Quérigut présentant un coeur très altéré (séricite et clinzoïsite) et une bordure albitique très fraîche.
S 6145 - LP x 12,5
- 2 - Cristal de plagioclase d'une tonalite montrant deux générations distinctes. Un coeur calcique très corrodé et légèrement altéré, une zone corticale faiblement zonée et très fraîche.
L 95 - LP x 25
- 3 - Cristaux de plagioclase d'une granodiorite méridionale associés en synneusis présentant un notable zoning à récurrences de composition - apparition d'un "patchy zoning" (cristal en bas à droite).
L 854 - LP x 8
- 4 - Phénocrystal d'une tonalite renfermant en bordure de petites inclusions de biotite, de hornblende et d'apatite.
L 912 - LP x 20
- 5 - Cristal de plagioclase dans un granite monzonitique renfermant des inclusions de microcline (au coeur du cristal) et de quartz en cristaux subaustomorphes en bordure.
L 917 - LP x 25
- 6 - Cristal de plagioclase fracturé d'une tonalite méridionale. La fracture est "cicatrisée" par du quartz et de fines paillettes de biotite peu colorée.
L 461 - LP x 35

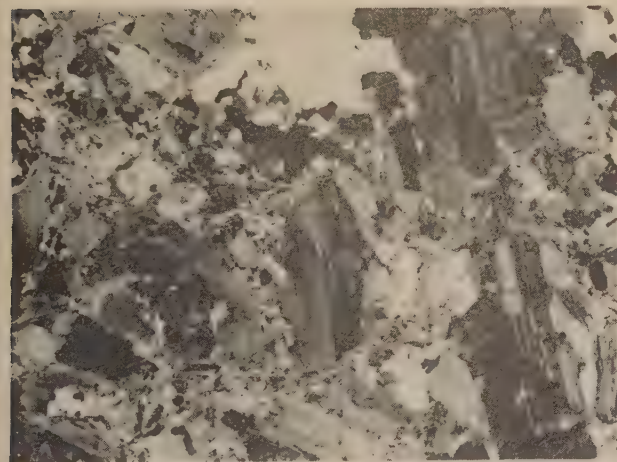
PLANCHE XI



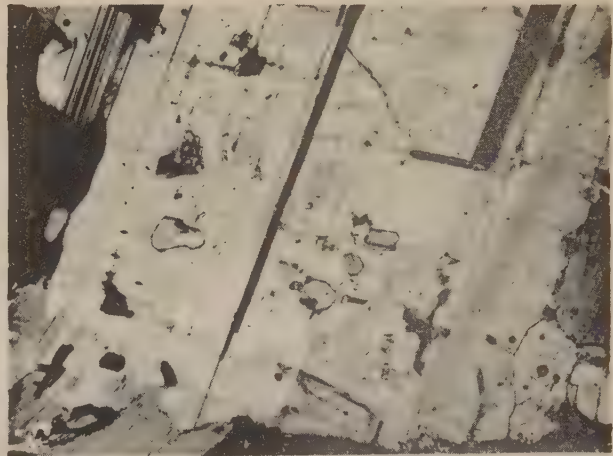
1



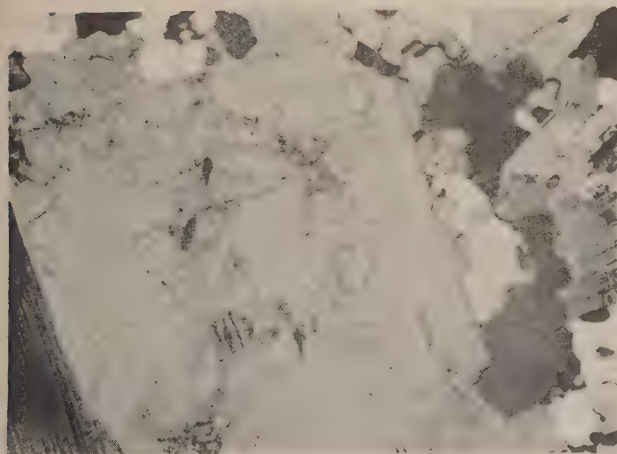
2



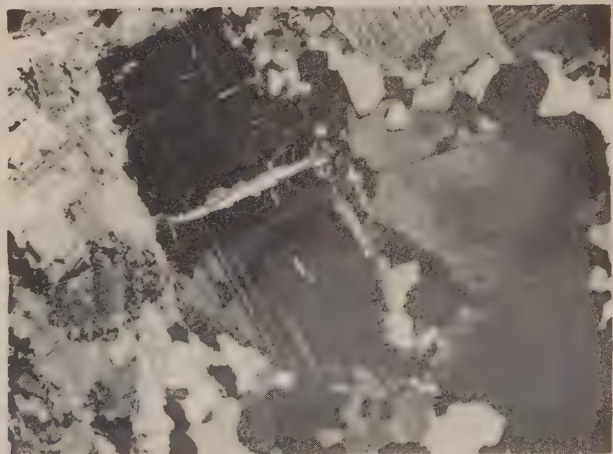
3



4



5

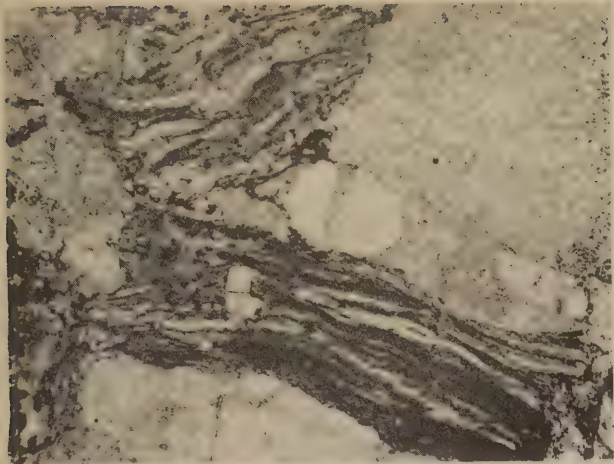


6

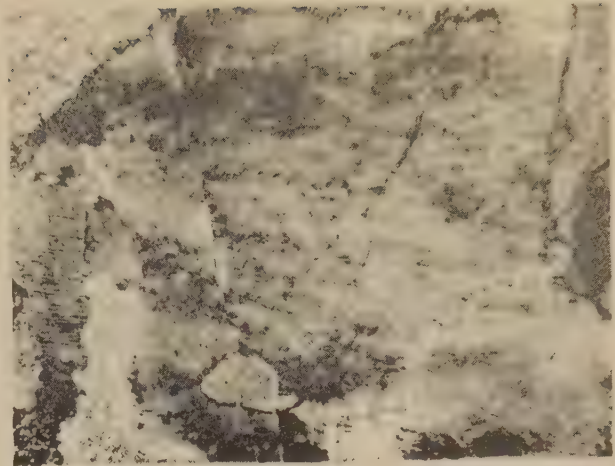
PLANCHE XII

Les minéraux des roches granitoïdes

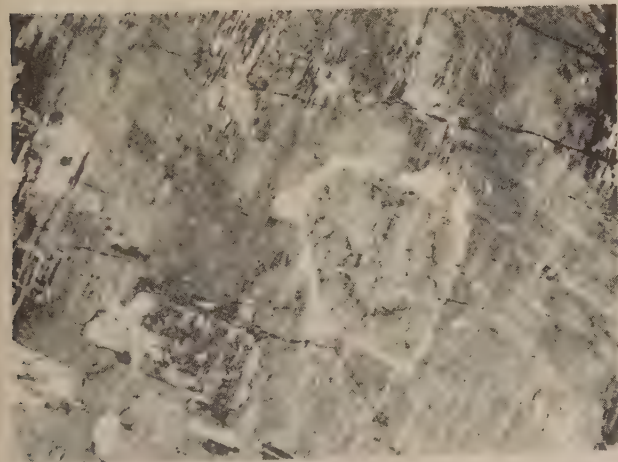
- 1 - Transformation d'une biotite en muscovite (qui renferme des hydroxydes dans ses clivages) dans le granite de Quérigut se transformant hydrothermalement (phénomène de décoloration).
L 56 - LN x 30
- 2 - Orthose montrant un début de microclinisation dans un échantillon de granite monzonitique prélevé non loin de la bordure Nord du Massif.
S 651 - LP x 35
- 3 - Cristal d'orthose ~~presqu'entièrement transformée~~ en microcline dans un échantillon de granite de Quérigut. Présence d'une inclusion de plagioclase entourée d'une frange albitique.
S 626 - LP x 35
- 4 - Phénocrystal de microcline maximum dans un échantillon de granite monzonitique porphyroïde. Présence d'inclusions de cristaux de plagioclase notablement corrodé frangés d'une mince couronne albitique.
S 68 - LP x 10
- 5 - Orthose, dans un échantillon de granite monzonitique (au Nord du Massif) apparaissant soit en rares phénocristaux maclés Carlsbas, soit en petites sections interstitielles. La roche est affectée par une notable altération hydrothermale avec séricitisation du plagioclase, l'orthose demeure saine.
S 640 - LP x 10
- 6 - Important développement de myrmékite dans des cristaux de plagioclase au contact avec une plage xénomorphé de microcline.
S 65 - LP x 35



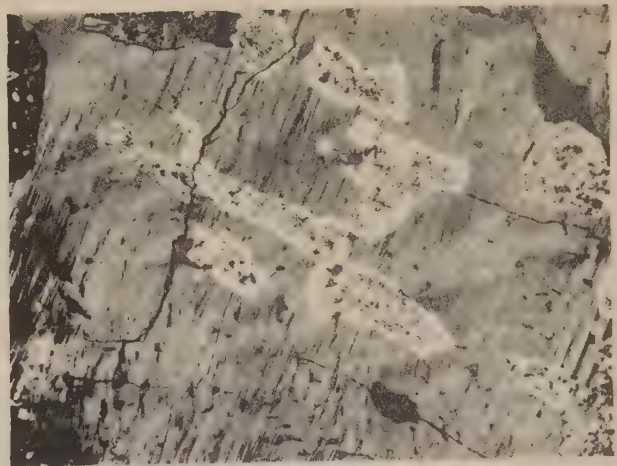
1



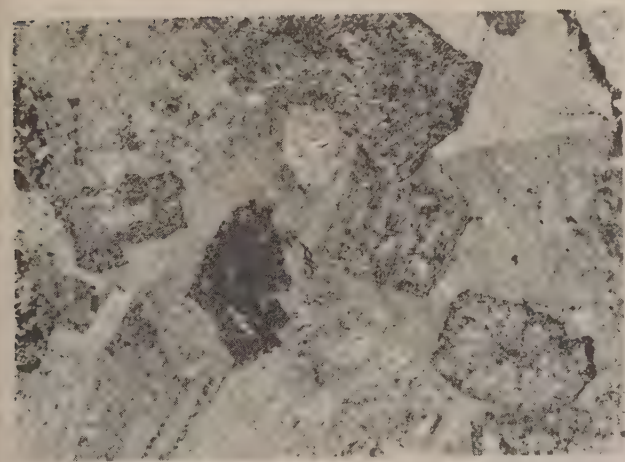
2



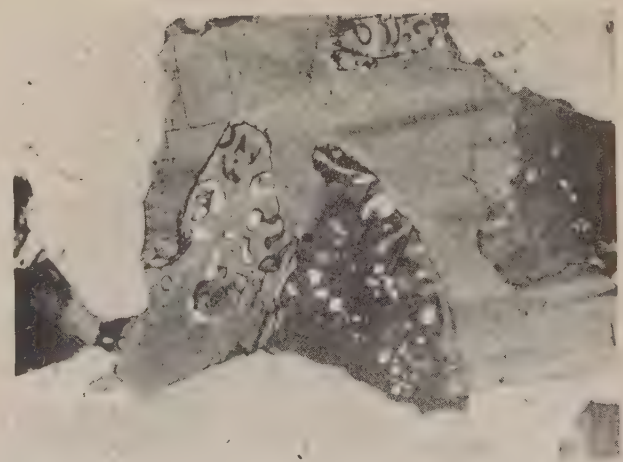
3



4



5

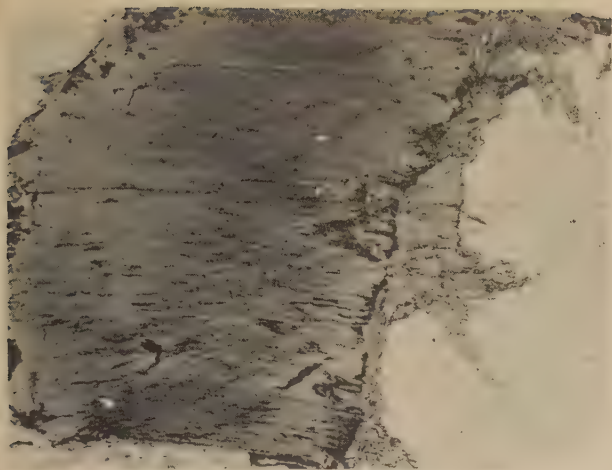


6

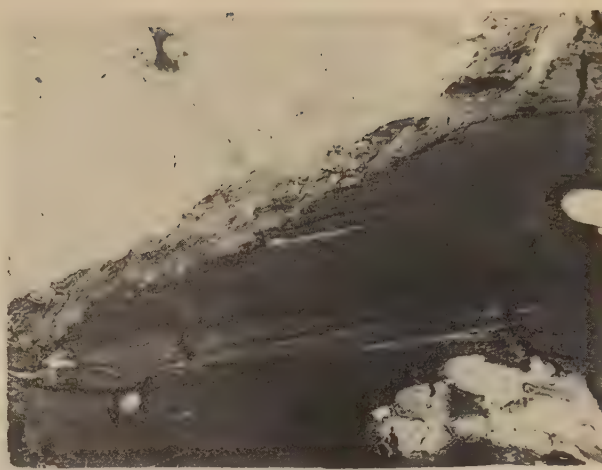
PLANCHE XIII

Les minéraux des roches granitoïdes (suite)

- 1 - Phénocrystal de biotite dans une tonalite présentant une bordure faiblement teintée (montrant une texture à tendance micrographique). Développement d'une frange constituée de fins granules de sphène fortement coloré à la limite entre les deux zones de la biotite.
L 95 - LN x 40
- 2 - Phénocrystal de biotite d'un granite monzonitique méridional frangé de fines paillettes de mica peu coloré. Le grand cristal est notablement ployé alors que les petites sections ne sont pas déformées.
L 715 - LN x 70
- 3 - Cristal de biotite à texture micrographique (association avec du quartz) au contact d'un cristal de hornblende notablement corrodé.
L 919 - LN x 140
- 4 - Cristal de hornblende à contours xénomorphes renfermant d'abondantes inclusions de biotite en paillettes déchiquetées ayant une même orientation optique de quartz et d'apatite.
L 95 - LN x 35
- 5 - Nodule amphibolique constitué de l'enchevêtrement de petits cristaux xénomorphes de hornblende associées à quelques paillettes de biotite dans une tonalite.
L 925 - LP x 25
- 6 - Cristal de hornblende poecilitique à coeur déocloré renfermant de nombreux glomérules de quartz en inclusion.
L 935 - LN x 25



1



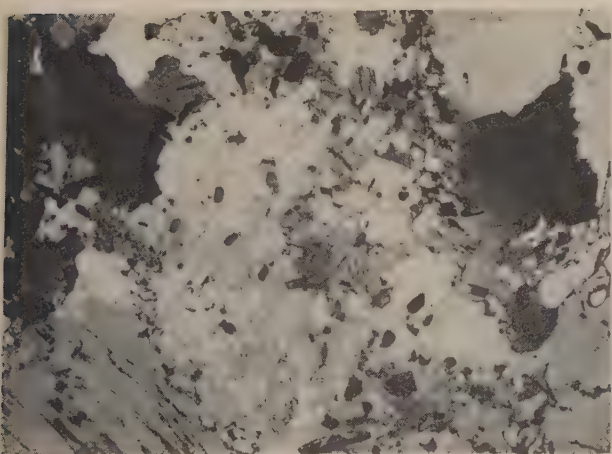
2



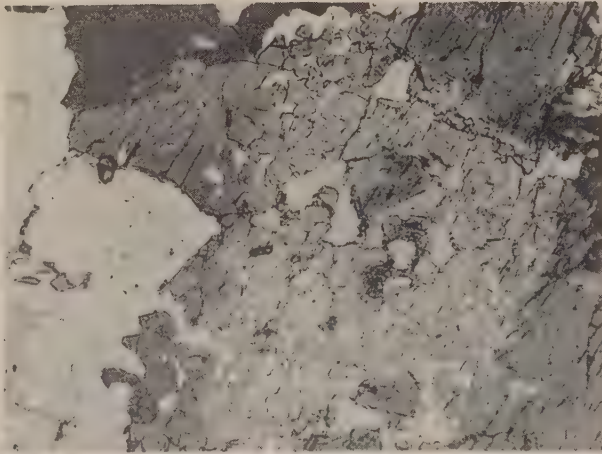
3



4



5



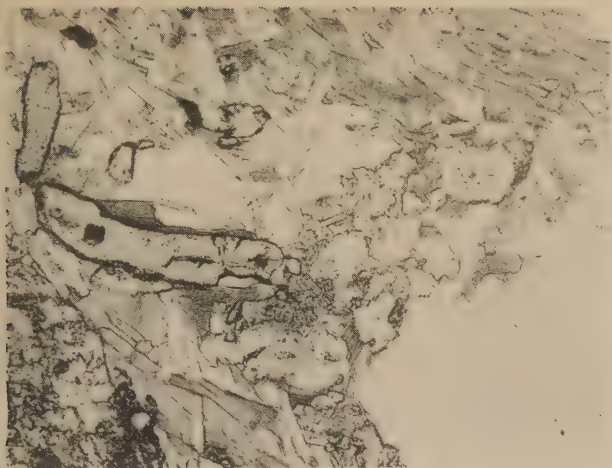
6

PLANCHE XIV
Minéraux des roches granitoïdes

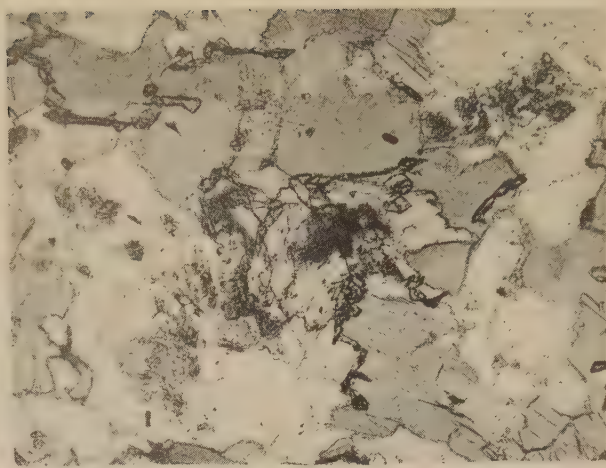
- 1 - Cristaux de sphène (subautomorphes) et de clinozoïsite (xénomorphes) associés à de fines paillettes de biotite peu colorée et du quartz dans la "mésostase" finement cristallisée d'une granodiorite méridionale.
L 854 - LN x 65
- 2 - Cristal de clinozoïsite renfermant en son coeur de l'allanite très fortement colorée. Le passage entre les deux minéraux est progressif quoique rapide. Nous notons en bordure des cristaux de biotite, la présence fréquente d'une frange de sphène en petites sections.
S 61 - LN x 25

Les roches filoniennes

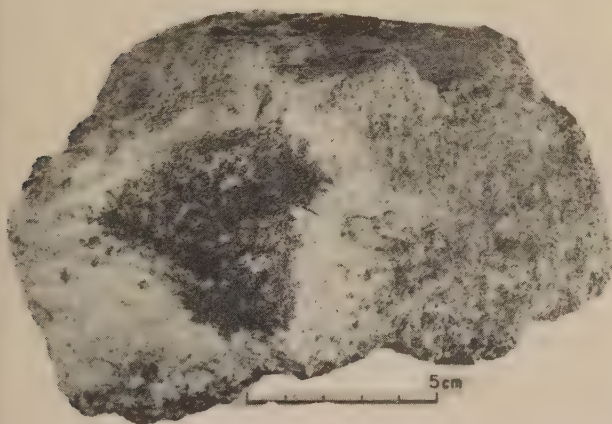
- 3 - Echantillon de granite à deux micas (S 5200) renfermant une importante co-
carde de tourmaline (nodule tourmalinifère entouré d'une auréole entièrement
décolorée).
- 4 - Frange hololeucocrate autour d'un nodule tourmalinifère. Nous notons princi-
palement dans cette frange une notable depigmentation des cristaux de pla-
gioclase.
S 5200 - LN x 4,5
- 5 - Filon décimétrique d'aplite à pyroxène et amphibole recoupant un banc de cal-
caire rubané gothlando-dévonien en septum dans la partie méridionale du
Massif. Nous notons la présence dans le filon, au contact avec la roche
calcaire, d'une zone de bordure centimétrique à grain fin hololeucocrate.
- 6 - Petit filonnet d'aplite dans un cipolin (calcaire dévonien) en septum dans
la partie méridionale du Massif de Quérigut.



1



2



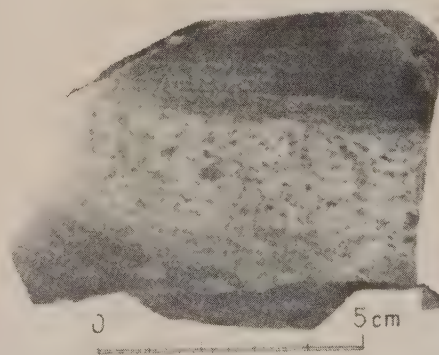
3



4



5



6

PLANCHE XV
Les roches filoniennes

- 1 - Aplite à pyroxène et amphibole. La texture est grenue. Le plagioclase non zoné de composition albitique est peu maclé. Le feldspath alcalin (microcline) est très abondant en petits cristaux xénomorphes.
L 857 - LP x 6

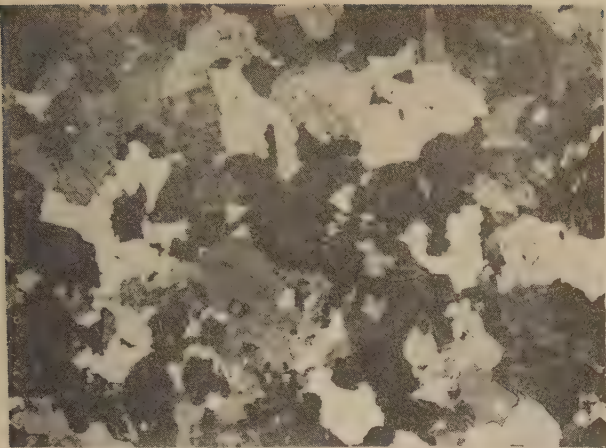
- 2 - Filon de microgranite à biotite en bordure de la masse basique des Etangs de la Camisette. Contrairement aux autres formations filoniennes qui recourent les roches gabbro-dioritiques, les microgranites à biotite renferment d'abondantes enclaves basiques. Les contacts entre les deux formations sont très tranchés, le microgranite conserve ses caractères jusqu'au contact.

- 3 - Echantillon de microgranite à biotite (éch. L 811). On observe la présence de phénocristaux de quartz (cristaux globuleux gris sombre) et de feldspath (plagioclase et feldspath alcalin) dans un fond finement cristallin.

- 4 - Microgranite à biotite. Texture caractérisée par la présence de phénocristaux de microcline, automorphe maclé Carlsbad, et de quartz (en bas à droite) dans un fond grenu à grain fin.
L 811 - LP x 10

- 5 - Granophyre - Texture d'association particulière de quartz (en inclusions cunéiformes) et de feldspath alcalin (orthose).
L 714 - LP x 35

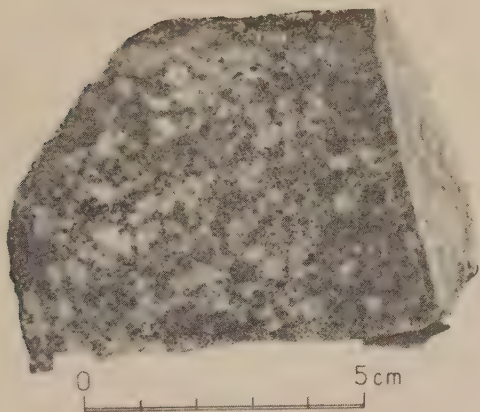
- 6 - Granophyre - Cristal de quartz globuleux.
L 714 - LP x 35



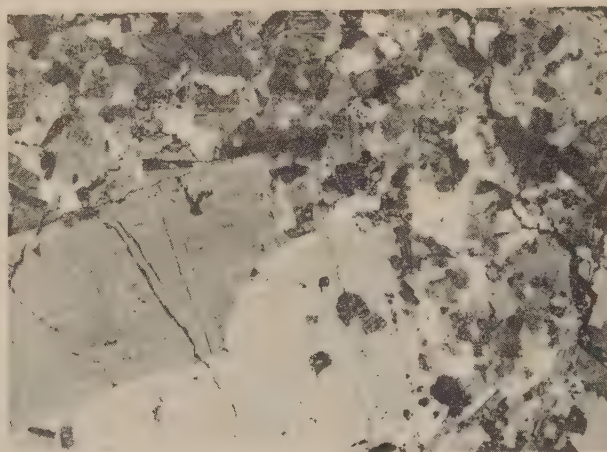
1



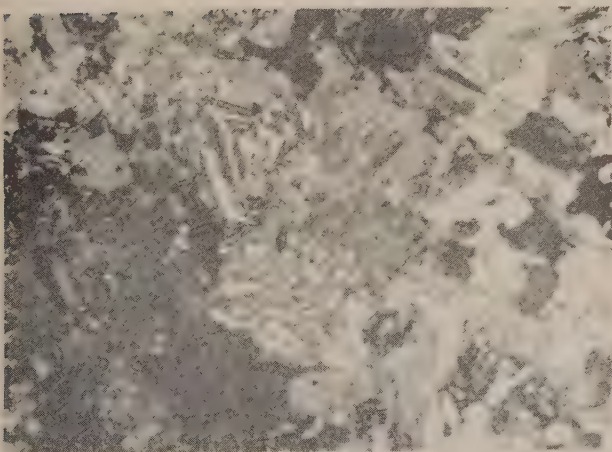
2



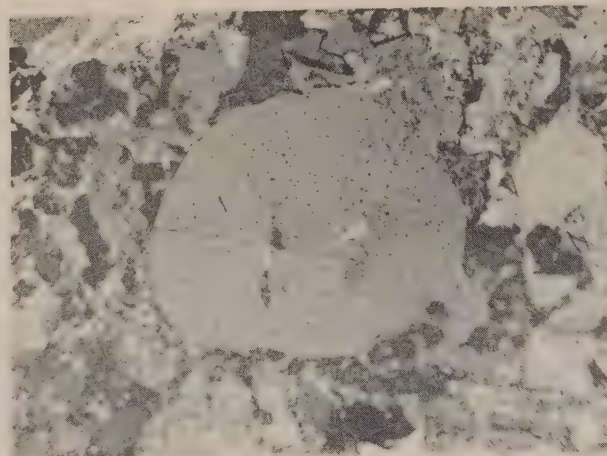
3



4



5



6

PLANCHE XVI
Les formations filoniennes
Les filons acides

- 1 - Plagiaplite - Roche grenue hololeucocrate notablement cataclasée. Le plagioclase très albitique, en cristaux subautomorphes est faiblement maclé. Le microcline renferme d'abondantes perthites bien exprimées et cristallisées.

L 72 - LP x 6

Les minéraux

- 2 - Cristal de plagioclase, d'un granite à deux micas, renfermant d'abondantes inclusions micacées (biotite et muscovite).

L 445 - LP x 35

- 3 - Cristal de plagioclase d'une aplitite à pyroxène et amphibole renfermant en inclusion de nombreuses sections xénomorphes de microcline. Le contact entre les deux minéraux est tranché sans bordure réactionnelle.

L 575 - LP x 38

- 4 - Cristal d'orthose renfermant des perthites en flammèches dans un granite à deux micas provenant d'un filon localisé non loin de la bordure Nord du Massif (au Nord du Puch).

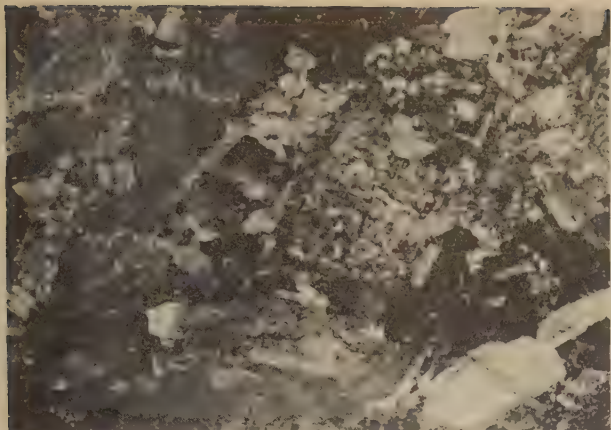
L 689 - LP x 25

- 5 - Cristal de microcline albitisé d'une plagiaplite. L'albite apparaît en taches xénomorphes finement maclées. Le microcline renferme également en inclusion des cristaux de plagioclase (maclés Carlsbad et albite), les limites entre les deux minéraux étant tranchées sans bordure réactionnelle.

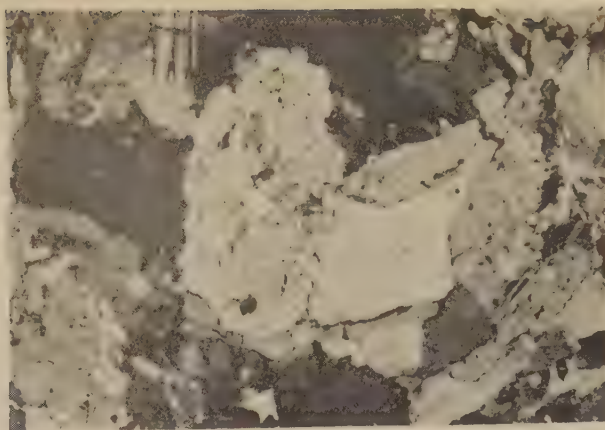
L 72 - LP x 35

- 6 - Cristal de microcline maclé Carlsbad dans un granite à deux micas traversant le granite monzonitique porphyroïde au Sud du granite de Quérigut. Nous notons la présence d'inclusions de quartz subautomorphe à proximité des bordures du cristal de microcline.

S5200 - LP x 40



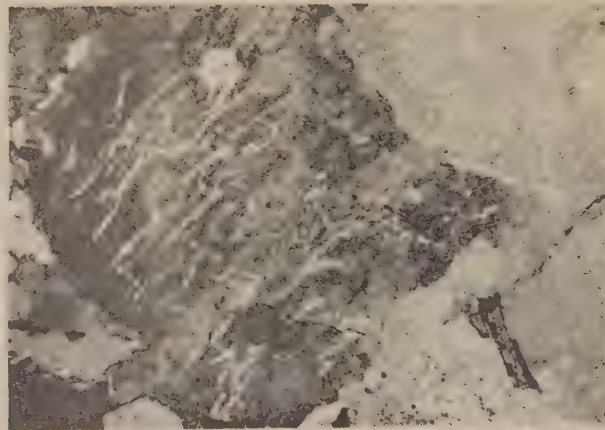
1



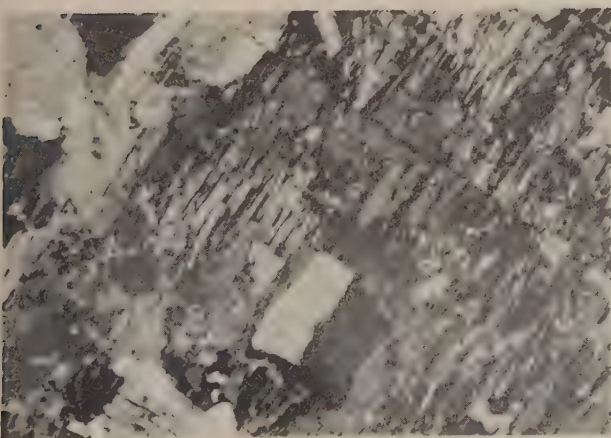
2



3



4



5

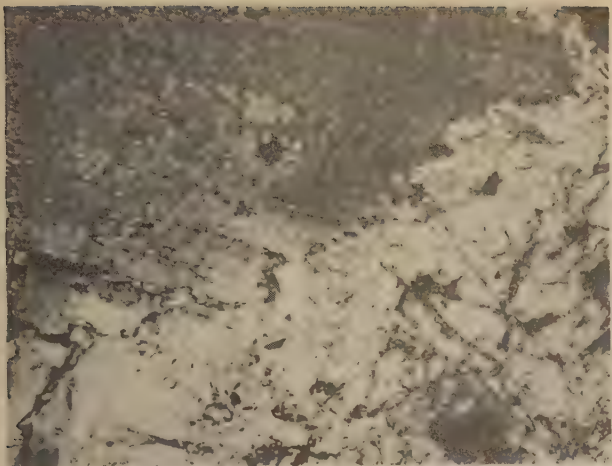


6

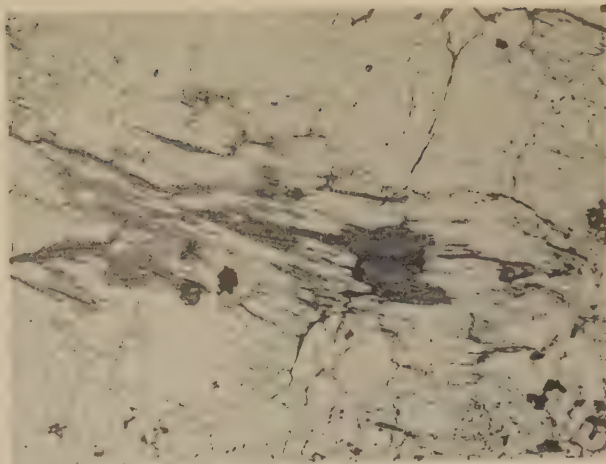
PLANCHE XVII

Les minéraux des roches filoniennes acides

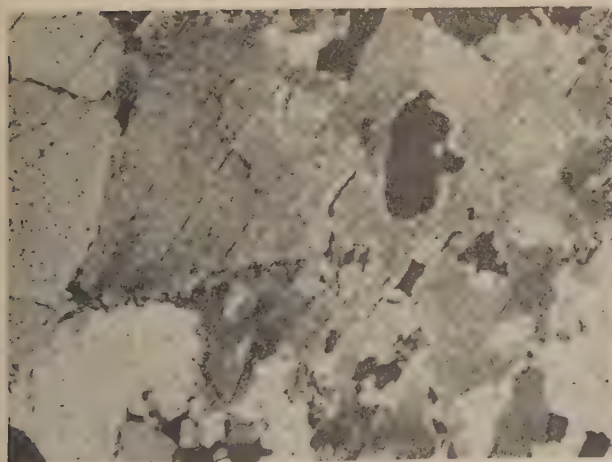
- 1 - Phénocrystal de biotite, dans un microgranite, frangé d'une couronne de fines paillettes de biotite peu colorée et de muscovite. On note la présence, entre les deux variétés de mica, de fins granules de sphène très fortement coloré.
L 811 - LP x 55
- 2 - Association de biotite et de muscovite dans un granite à deux micas. La muscovite semble s'être développée du moins en partie aux dépens de la biotite.
L 684 - LN x 35
- 3 - Phénocrystal de muscovite tardive dans un granite à deux micas. Le cristal à contours très xénomorphes, est très poecilitique renfermant des inclusions de quartz et de plagioclase.
L 595 - LP x 35
- 4 - Cristal de pyroxène (diallage) encore intact dans un filon aplitique de la partie méridionale du Massif.
L 455 - LN x 35
- 5 - Cristal de pyroxène en majeure partie remplacé par une hastingsite très fortement colorée.
L 857 - LN x 45
- 6 - Cristaux de tourmaline squelettiformes recoupant les minéraux quartzo-feldspathiques. Ils constituent un nodule tourmalinifère dans un granite à deux micas.
S 5200 - LN x 25



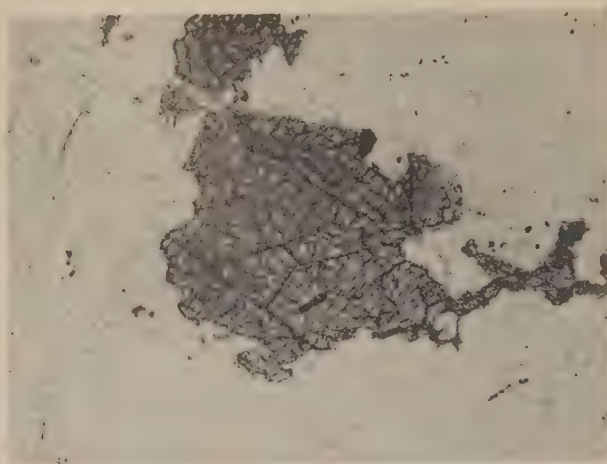
1



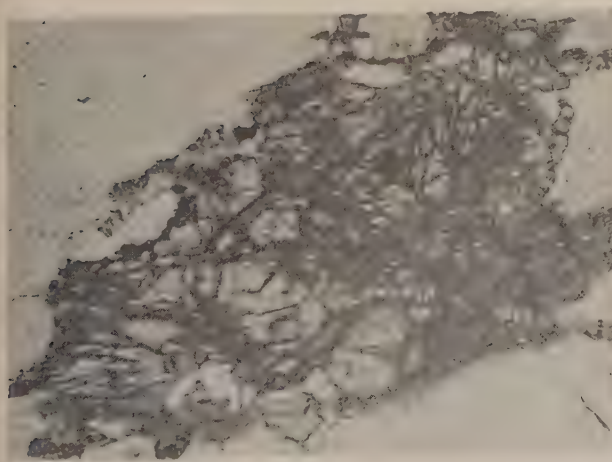
2



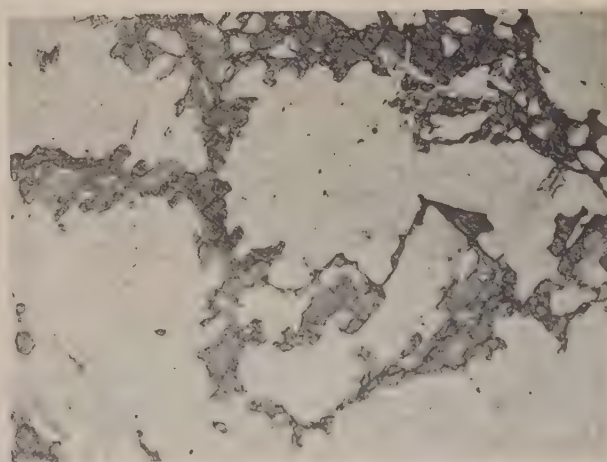
3



4



5



6

PLANCHE XVIII

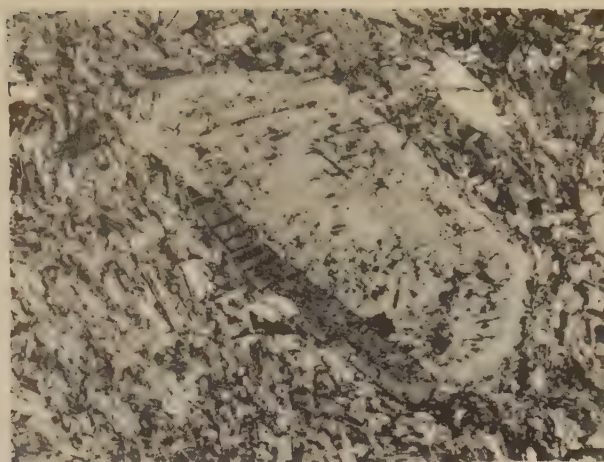
Les formations filoniennes

Les filons doléritiques

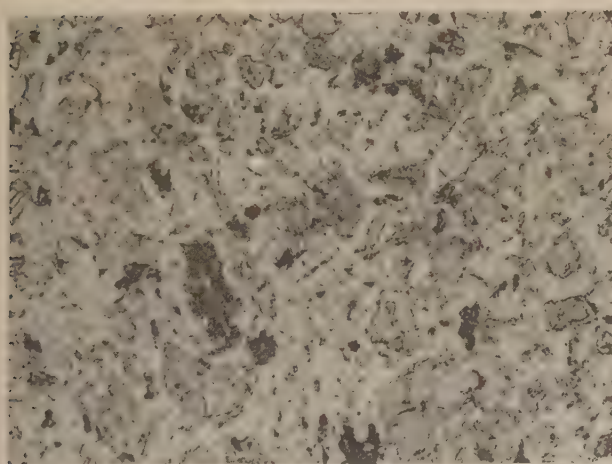
- 1 - Filon à texture assez nettement doléritique marquée par l'allongement prononcé de petits cristaux subautomorphes de plagioclase. Le quartz est présent en petites plages xénomorphes.
L 837 - LP x 25
- 2 - Dolérite présentant une texture à tendance microlitique porphyrique. Nous notons l'existence d'une nette fluidalité, marquée par l'orientation nette des lattes de plagioclase, se déformant autour du phénocristal zoné et maclé Carlsbad.
L 731 - LP x 15,5
- 3 - Dolérite caractérisée par l'automorphisme quasi-général de ses minéraux ferro-magnésiens, hornblende très dominante et biotite accessoire. La texture prend ainsi une tendance prismatogrenue.
L 633 - LN x 35
- 4 - Nodule amphibolique dans une dolérite constituée de l'enchevêtrement de cristaux xénomorphes de hornblende frangés de paillettes de biotite.
L 837 - LN x 25
- 5 - Petits cristaux de magnétite automorphes au coeur d'un nodule amphibolique.
L 633 - LN x 120
- 6 - Cristaux de hornblende subautomorphes frangés d'actinote aciculaire et incolore. Le passage entre les deux minéraux est transitionnel ou brutal.
L 633 - LN x 90



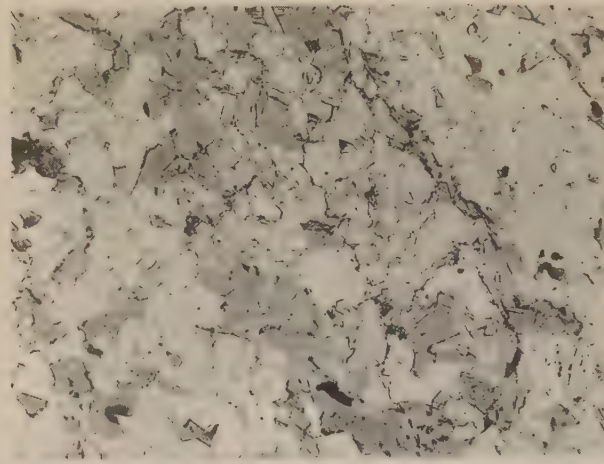
1



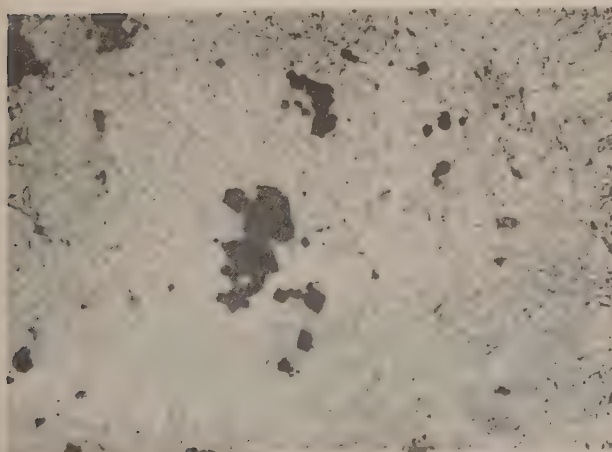
2



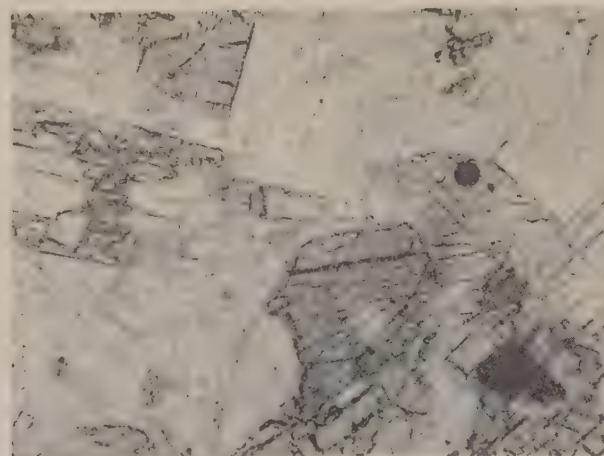
3



4



5



6

PLANCHE XIX

Les septa métasédimentaires

- 1 - Flanc Est de la vallée du Laurenti. Crête du Pic de la Tribune. On note l'alternance de gros bancs de septa métasédimentaires (de teinte claire) avec des bancs granitiques (gris sombre). Les septa sont ici essentiellement gothlando-dévonien et représentés en majorité par des formations calcareuses : marbres - cipolins à minéraux - cornéennes calciques.
- 2 - Septum de micaschiste (gothlandien) fortement plissé et fracturé. L'axe des plis, sub-horizontale, a une direction moyenne de N 105 E.
- 3 - Banc de cornéenne calciqne rubannée (gothlando-dévonien) très tectonisé. Il est constitué d'une fine alternance de minces lits siliceux et calcaires. On note un fluage important du calcaire qui tend à éclater et boudiner les lits siliceux.
- 4 - Petit banc de poudingue polygénique (dinantien). Les galets d'origines diverses (quartz, quartzites et plus rarement granite) sont séparés par une matrice micaschisteuse.

Le métamorphisme

- 5 - Micaschiste ordovicien à andalousite et sillimanite. Cristal d'andalousite poecilitique dont les inclusions représentées par du quartz et de la biotite esquissent une schistosité interne plane oblique par rapport à la schistosité externe. Ce cristal a subi une sensible rotation postérieurement à sa cristallisation.
L 6113 - LN x 35
- 6 - Micaschiste gothlandien à deux micas et cordiérite. Phénocristal de cordiérite notablement rétro-morphosé en biotite et quartz.
S 457 - LN x 35



1



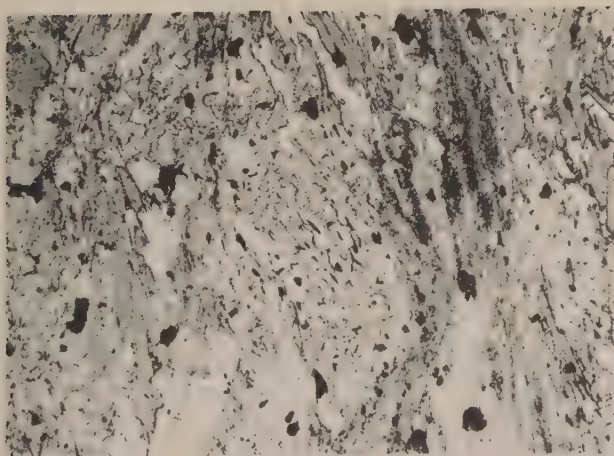
2



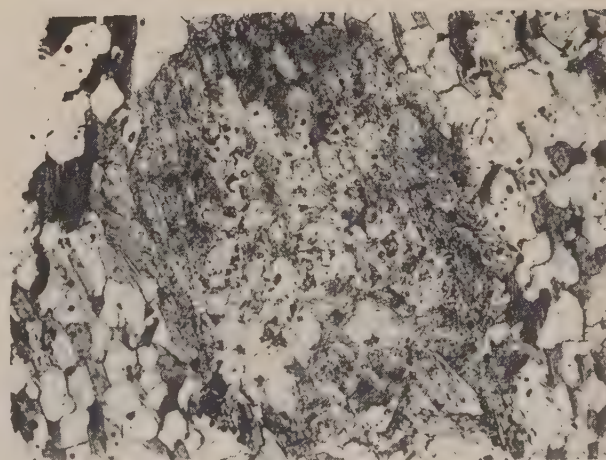
3



4



5



6

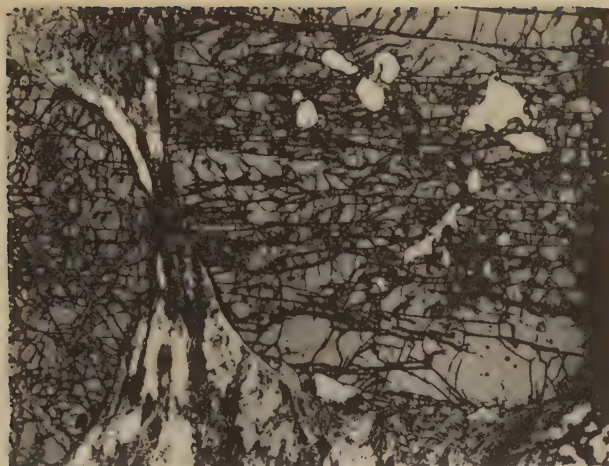
PLANCHE XX

Le métamorphisme

- 1 - Micaschiste grenatifère (ordovicien). Cristaux de grenat (almandin) automorphes et fortement fracturés ayant subi une notable rotation postérieurement à leur cristallisation. On note l'importante fibrolitisation de la biotite dans la zone située entre les deux cristaux.
L 673 - LN x 13
- 2 - Micaschiste à andalousite et sillimanite (gothlandien). Développement important de sillimanite (fibrolite) en lits irréguliers et flexueux dans des zones de cisaillement sub-parallèles à la schistosité. La fibrolite se développe principalement aux dépens de la biotite.
L 660 - LN x 55
- 3 - Micaschiste à andalousite et sillimanite (ordovicien). Grands prismes de sillimanite transverses par rapport à la schistosité et notablement fracturés.
L 6113 - LN x 35
- 4 - Micaschiste feldspathique grenatifère (ordovicien). Phénocrystal de grenat en majeure partie rétro-morphosé en biotite et quartz. Antérieurement à sa rétro-morphose le cristal a subi une notable rotation.
L 821 - LN x 8

Les "Leptynolites"

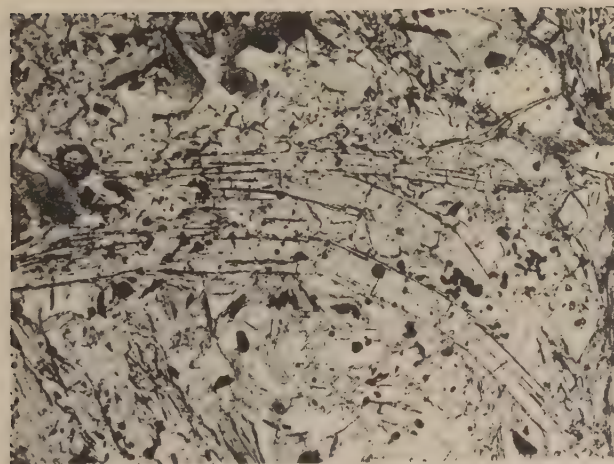
- 5 - Bloc éboulé au fond de la vallée du Galbe montrant le passage progressif entre un banc de "leptynolite" et les granitoïdes encaissants (tonalites). Apparition progressive de lits quartzo-feldspathiques disjoignant la "leptynolite" en enclaves très allongées (en flammèches). Ces enclaves se raréfient et deviennent de très petite taille. Nous notons l'importante foliation de cet ensemble.
- 6 - Détail des relations entre granitoïde et leptynolite. On note la présence d'un litage net dans la leptynolite. Suivant ce litage développement de matériau quartzofeldspathique largement grenu. Les contacts entre la tonalite et la leptynolite peuvent être tranchés (bas de la photo) ou plus généralement très flous.



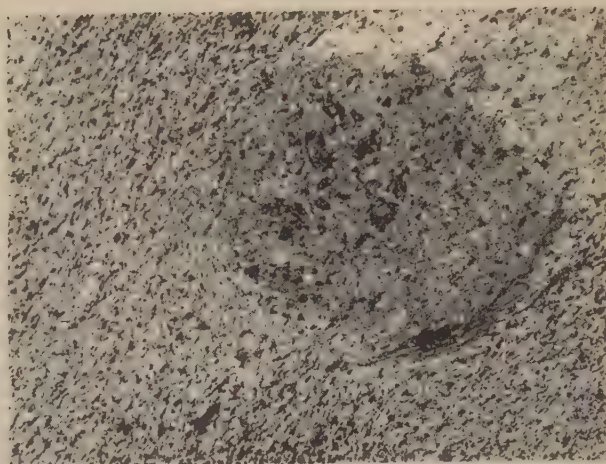
1



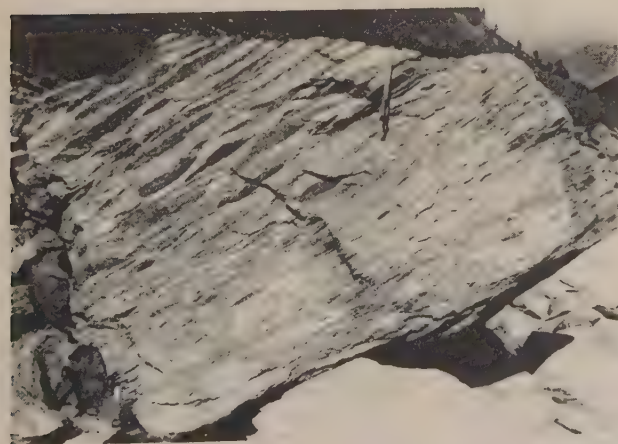
2



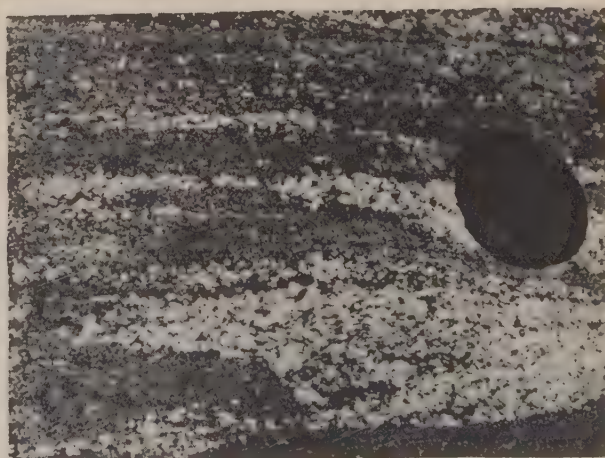
3



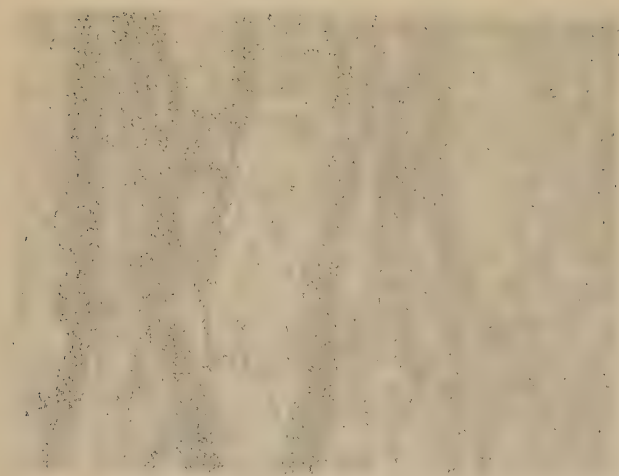
4



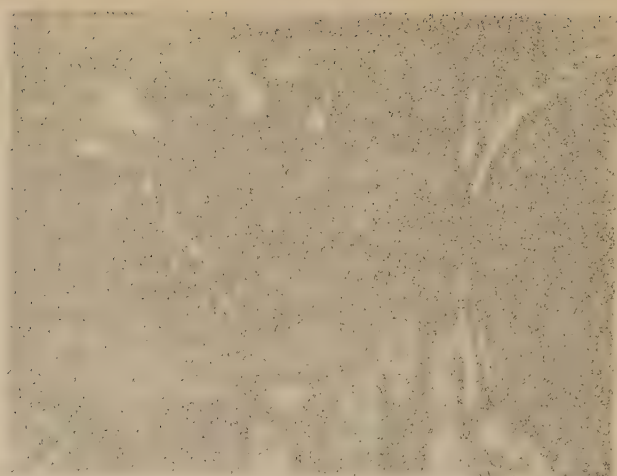
5



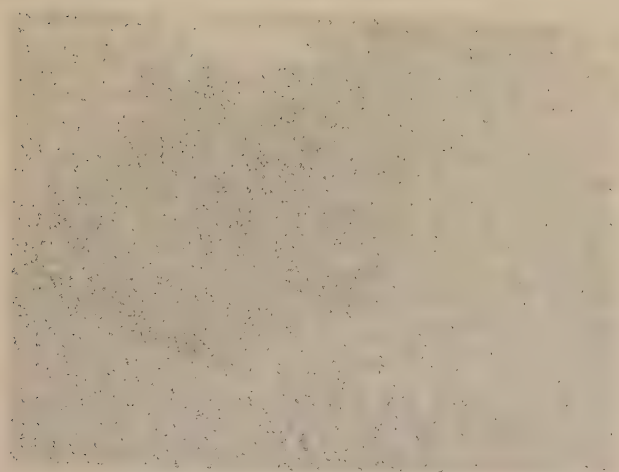
6



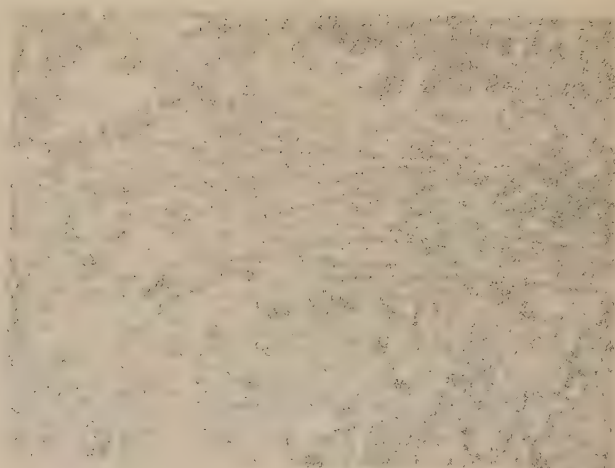
1



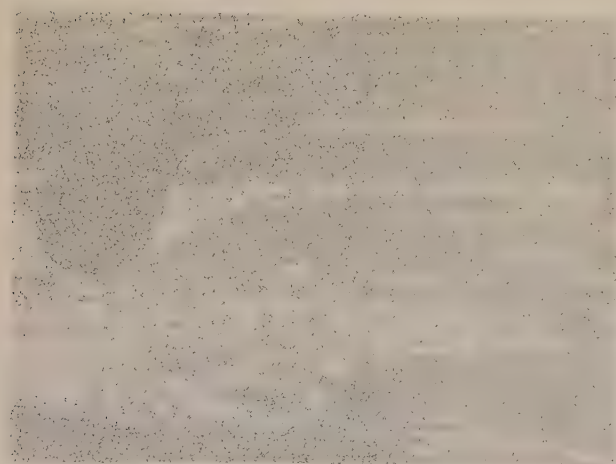
2



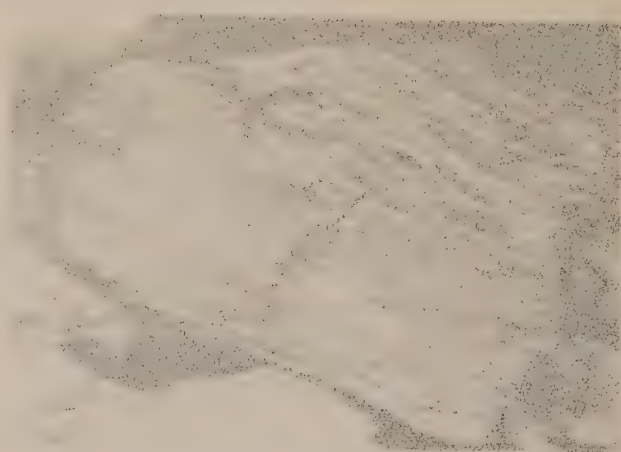
3



4



5



6

ANNEXE

LOCALISATION ET CARACTERES MAJEURS
DES ECHANTILLONS TEMOINS

Pour chaque échantillon, en plus de la localisation et de la définition de leurs caractères majeurs sont indiquées les études réalisées :

P : pétrographiques - G : géochimiques - M : minéralogiques
Gc : géochronologiques.

La localisation est donnée en coordonnées Lambert Zone Sud - z correspond à l'altitude.

LES ROCHES IGNEES

I - LES ROCHES BASIQUES ET "ULTRABASIQUES"

1) LES GABBROS ET DIORITES QUARTZIFERES EN MASSES

a) Les gabbros quartzifères :

- P 618 : gabbro quartzifère mélanocrate à grain moyen - texture grenue à nette tendance doléritique.

Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 580,85, y = 41,55, z = 1380 m.

Lieu dit : Pujols d'en Tartra.

P - G - M - Gc

- L 636 : gabbro quartzifère mésocrate à gros grain - texture grenue.
St Paul n° 5, x = 589,70, y = 46,30, z = 1310 m - à 600 m au Sud du Prat del Rey.

P - G =

b) Les diorites quartzifères

- S5213 A : faciès de bordure, au contact d'un "filon" tonalitique, très sombre à grain très fin - texture doléritique à tendance fluidale.

Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,00, y = 41,22, z = 1545 m). Lieu dit la Tosse à 500 m au Sud du Sarrat Cayrol.

P - G

- P 617 : Diorite quartzifère mélanocrate à grain fin - texture doléritique - Biotite et hornblende parfois en grandes paillettes poecilites.

Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,72, y = 41,40, z = 1620 m - 250 m au Sud du Sarrat du Cayrol.

P - G - M - Gc

- S 6187 : Diorite quartzifère mésocrate à grain moyen - texture grenue à tendance doléritique.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 576,61, y = 44,58, z = 1540 m - chemin forestier du Laurenti à 1200 m au Nord du Roc de l'Ermite.
P - G
- S 6217 : Diorite quartzifère mésocrate à gros grain - texture grenue.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,17, y = 41,47, z = 1580 m - chemin forestier à 500 m au Nord du col des Ares.
P - G - Gc
- S 6216 : Diorite quartzifère mélanocrate à grain fin)
- S 6218 : Diorite quartzifère mésocrate à grain fin) même localisation que
G S 6217
- S 6228 : Diorite quartzifère mésocrate à grain fin - texture grenue -
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 580,02, y = 42,75, z = 1400 m - Chemin forestier de l'Etang de Quérigut à 700 m au N.E. du Prat d'Encoïlle.
Gc
- L 862 : Diorite quartzifère mésocrate à grain fin - texture grenue.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 581,04, y = 41,53, z = 1620 m - 250 m à l'Est de Pujols d'en Tartra.
P - G - M - Gc

2) DIORITES QUARTZIFERES EN ENCLAVES

Les quatre échantillons L 7014, L 7020, L 7026 et L 7028 proviennent du même affleurement dans la bande complexe basique-acide.

Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,27, y = 40,24, z = 1375 m le long de la N 118 à 500 m au Nord du croisement avec la D 16.

- (- L 7028 : Diorite quartzifère mélanocrate à grain très fin aphyrique - texture doléritique à tendance fluidale.
- (- L 7014 : Diorite quartzifère mélanocrate à grain très fin microgrenu - abondants phénocristaux de plagioclase.
- (- L 7020 : Diorite quartzifère mélanocrate à grain fin - texture doléritique.
- (- L 7026 : Diorite quartzifère mésocrate à grain moyen - texture grenue.
P - G
- S 5202 : Diorite quartzifère essentiellement biotitique - texture grenue.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,40, y = 41,65, z = 1530 m - 200 m à l'Ouest de la route D 16.
P - G - M

3) LES ROCHES "ULTRABASIQUES"

- L 732 : Amphibolite à grain moyen - texture doléritique -
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 576,78, y = 43,33, z = 1930 m - Sommet du Roc de l'Ermite.
P - G - M

- S 694 : Amphibolite à gros grain - texture grenue, poecilitique.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 572,65, y = 44,08, z = 1620 m. Basse
vallée du ruisseau de Balbonne - lieu dit la Restanque.
G
- L 922 : Pyroxéno-amphibolite à gros grain - texture grenue poecilitique.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 571,08, y = 42,47, z = 2010 m. Coume de
Balbonne.
P - G
- L 933 : Cortlandite à gros grain - texture grenue poecilitique.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 571,65, y = 41,61, z = 2090 m. Coume de
Balbonne.
P - G

II - LES GRANITOIDES

1) *LES GRANITOIDES CENTRAUX ET SEPTENTRIONAUX*

a) Granite de Quérigut

- S 626 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 584,00, y = 45,50, z = 1010 m - route
N 118 à 500 m au SSE de l'usine hydroélectrique d'Escouloubre.
P - G - M - Gc
- L 861 : St Paul n° 5, x = 592,61, y = 42,38, z = 1570 m - 500 m au Sud-
Ouest du col de Jau.
P - G - M - Gc
- S 363 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 584,15, y = 44,17, z = 1130 m - route
N 118, à 400 m au Nord du Capelier.
Gc
- S 6181 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 581,01, y = 46,22, z = 1210 m - Roc de
la Jambe, 500 m à l'ESE du Puch.
Gc
- S 6234 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 580,05, y = 46,07, z = 1225 m - Roc de
Montferrant, 1100 m à l'Est du Pla.
Gc
- S 6236 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,92, y = 45,07, z = 1230 m. La Sougarade
à 1100 m au Sud des Bains d'Escouloubre.
Gc
- Evolution du granite de Quérigut à l'approche des masses basiques.
Les trois échantillons S 6193, S 6192, et S 6191 proviennent du même affleu-
rement.
- (- S 6193 : Granite de Quérigut normal renfermant de rares petites enclaves basi-
(ques.
- (- S 6192 : Représente une matrice d'enclaves basiques ovoïdes abondantes.
(Il a une composition adamellitique.
- (- S 6191 : Représente une matrice relativement réduite d'enclaves basiques angu-
(leuses. Sa composition est granodioritique.
- Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 578,05, y = 44,17, z = 1570 m. Les passades
d'en Séguy près des Mouillères.
G

- Evolution du granite de Quérigut sous l'action de l'altération hydrothermale :
- S 619 : Granite sain
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 584,12, y = 44,35, z = 1120 m - Route N 118
à 450 m au Nord du Capelier.
G
- S 621 : Granite en voie d'altération. Le plagioclase est notablement séricitisé et la biotite partiellement chloritisée.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 584,07, y = 44,53, z = 1110 m - Route N 118
à 750 m au Nord du Capelier.
G
- S 622 : Granite notablement altéré. Le plagioclase est entièrement séricitisé, la biotite est quasiment chloritisée.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 584,06, y = 44,87, z = 1090 m - Route N 118
à 1100 m au Nord du Capelier.
G
- S 624 : Granite entièrement altéré de teinte vert jaune pâle. Le plagioclase est séricitisé et la biotite est transformée en muscovite.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 584,20, y = 44,96, z = 1080 m - Route N 118
à 1200 m au Nord du Capelier.
G
- b) Granite monzonitique porphyroïde des Bains d'Escouloubre
- S 639 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,34, y = 46,73, z = 905 m - Route N 118
au carrefour avec route D 25.
P - G - M - Gc
- S 68 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,94, y = 41,74, z = 1340 m - Route N 118
à 750 m au Sud du chalet forestier du Carcanet.
P - G - M - Gc
- S 54 : St Paul n° 5, x = 586,10, y = 42,55, z = 1840 m - Fôret du Carcanet.
Gc
- S 66 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,93, y = 41,47, z = 1350 m - Route N 118
à 1000 m au Sud du chalet forestier du Carcanet.
Gc
- S 611 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,53, y = 42,73, z = 1280 m - Route N 118
à 450 m au N.O. du chalet forestier du Carcanet.
Gc
- S 616 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,87, y = 43,38, z = 1210 m - Route N 118
à 400 m au Sud du Capelier.
Gc
- c) Granite monzonitique d'Escouloubre
- S 65 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,86, y = 41,16, z = 1370 m - Route N 118
à 1400 m au Sud du chalet forestier du Carcanet.
P - G - M - Gc
- S 6248 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 581,37, y = 48,50, z = 1183 m. Les Pujols
à 1000 m à l'Ouest d'Escouloubre.
P - G - M - Gc

- S 6123 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 579,16, y = 47,59, z = 1010 m - à 400 m au Nord de l'étang du Rialet.
Gc
- S 6139 : St Paul n° 5, x = 587,34, y = 46,60, z = 1560 m, Tuc de Montnaie.
Gc
- S 6249 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 581,87, y = 48,25, z = 1130 m - Pied des Pujols à 200 m à l'Ouest du Col des Moulis.
Gc
- Evolution du granite monzonitique au cours de l'altération hydrothermale.
- S 6152 : Granite monzonitique normal avec toutefois un début de séricitisation du plagioclase et de chloritisation de la biotite.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,06, y = 48,10, z = 1100 m - Col des Moulis à 800 m au S.O. d'Escouloubre.
G
- S 6154 : Granite monzonitique en voie d'altération - plagioclase fortement séricitisé, biotite entièrement chloritisée.
Ax-les-Thermes, n° 7-8, x = 582,41, y = 48,17, z = 1100 m - Route D 17 à 300 m du Col des Moulis.
G
- S 6155 : Granite monzonitique entièrement altéré de teinte vert pistache pâle - plagioclase entièrement séricitisé, biotite muscovitisée.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,74, y = 48,16, z = 1040 m - Route D 17 à 600 m au Sud d'Escouloubre.
G

d) Granodiorites et tonalites

- S 61 : Granodiorite à biotite seule - matrice d'enclaves basiques ovoïdes dans la zone complexe basique-acide.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,53, y = 40,63, z = 1370 m - Route N 118 à 450 m au S.E. du Rocher de Caramat.
P - G - M - Gc
- L 820 : Granodiorite à biotite seule matrice d'enclaves basiques ovoïdes en bordure de la masse du Roc de l'Ermite.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 576,97, y = 42,06, z = 2100 m. La Bentaillole à 1200 m au Sud du Roc de l'Ermite.
P - G - M - Gc
- L 95 : Tonalite à biotite et hornblende - matrice d'enclaves basiques anguleuses.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 577,06, y = 41,35, z = 2230 m - Sarrat de l'Embinade à 1300 m au NNE du Pic de Ginèvre.
P - G - M - Gc
- L 912 : Tonalite à biotite et hornblende de matrice d'enclaves basiques en flam-mèches dans la zone complexe basique-acide.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 575,18, y = 41,17, z = 1930 m - Vallée du Boutadiol.
P - G - M - Gc
- Evolution des tonalites à l'approche des roches gabbro-dioritiques.
 - Cas de contacts nets entre roches acides et basiques.

- (- L 864 : Echantillon provenant du cœur d'une passée tonalitique de puissance
- (métrique.
- (- L 863B : Echantillon prélevé au contact même de la roche gabbro-dioritique.

Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 574,12, y = 41,15, z = 1995 m - Vallée du Laurenti à 200 m au Sud de l'Etang du Laurenti.

G

- Cas de contact flou.

- L 912B : Tonalite renfermant des fragments millimétriques de roche basique à grain très fin.
- Même localisation que L912.

G

2) *LES GRANITOÏDES MÉRIDIIONAUX*

a) Granites monzonitiques

- L 715 : Mont Louis 4, x = 578,35, y = 39,07, z = 1790 m - 1800 m à l'Ouest de Rieutord.
- P - G - Gc

b) Granodiorites

- L 854 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 573,24, y = 40,70, z = 2170 m - Vallée du Laurenti.
- P - G - M - Gc

c) Tonalites

- L 461 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 572,97, y = 41,37, z = 2542 m
- Evolution des granitoïdes méridionaux sous l'action de la blastomylonitisation.
- Les trois échantillons sont classés dans l'ordre de blastomylonitisation croissante.

P - G - M - Gc

- L 830 : Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 572,71, y = 40,88, z = 2465 m - Pla de Bax ouillade.
- G

- L 829 : Mont Louis n° 3, x = 572,25, y = 39,65, z = 2345 m - crête entre la Portaille d'Orlu et le Pic de Bax ouillade.
- G - Gc

- L 828 : Mont Louis n° 3, x = 572,20, y = 39,55, z = 2310 m - crête entre la Portaille d'Orlu et le Pic de Bax ouillade.
- G

d) Faciès porphyroïdes

- L 734 : Mont Louis n° 3, x = 573,04, y = 38,93, z = 1930 m - vallée du Galbe à 600 m à l'Est de l'Etang de la Portaille d'Orlu.
- G

III - LES FORMATIONS FILONIENNES

1) LES FILONS ACIDES

a) Granites à 2 micas

- S 5200 : granite à 2 micas renfermant des cocardes de tourmaline.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,58, y = 41,37, z = 1430 m - Route D 16
à 500 m au Nord du Rocher de Caramat.
P - G - M
- L 677 : Granite à deux micas à grain fin.
St Paul n° 5, x = 586,93, y = 40,25, z = 2025 m - Cirque des Naou Fonts
à 1450 m au N.O. du Pic de Madrès.
P - G - M

b) Aplites

- L 857 : Aplitite à pyroxène et amphibole de la partie méridionale du Massif -
Mont Louis n° 3, x = 577,58, y = 38,85, z = 2060 m - Haute vallée
du ruisseau des Escougots.
P - G

c) Granophyres

- L 714 : Granophyre à deux micas - roche notablement altérée.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,70, y = 49,22, z = 1020 m.
Les Casals 400 m au Nord d'Escouloubre.
P - G

d) Plagiaplites

- L 72 : Filon de plagiaplite hololeucocrate au coeur de la faille du Capelier.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,33, y = 43,51, z = 1260 m.
Borde d'en Germain à 750 m ESE du Capelier.
P - G

e) Microgranites à biotite

- L 811 : Filon de microgranite à biotite à proximité de la Masse basique de la
Forêt de Joucarets.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 583,26, y = 41,17, z = 1525 m - 200 m au
Nord du Rocher de Caramat.
P - G - M - Gc
- L 832 : Microgranite à biotite en tache à contours flous renfermant de nombreuses
enclaves basiques.
St Paul n° 5, x = 591,200, y = 41,68, z = 1870 m - 400 m à l'Est du Pic
de la Glèbe.
Gc
- L 7022 : Microgranite à biotite, faciès porphyroïde, en tache métrique dans la
tonalite de la zone complexe basique-acide.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,96, y = 40,24, z = 1390 m - route N 118
à 750 m au N du croisement avec la route D 16.
P - G - Gc

2) LES FILONS BASIQUES

- L 713 : Filon doléritique à phénocristaux de quartz automorphe.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 585,01, y = 46,24, z = 1510 m - Bois du Mousqué 1300 m à l'Est de l'usine hydroélectrique d'Escouloubre.
- L 731 : Filon de dolérite interstratifié dans les micaschistes à 1 m de la bordure sud du Massif. - Mont Louis n° 4, x = 576,16, y = 38,13, z = 1930 m.
Flanc Nord de la vallée du Galbe.
P - G

LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES ENCAISSANT LE MASSIF ET EN SEPTA

I - SEDIMENTS ENCAISSANTS

1) SCHISTES DE CANAVEILLES (CAMBRIENS)

- S 6196 : schiste carburé
Village de Llo près de Saillagouse.
P - G
- S 6203 - S 6205 - S 6207 : Schistes pélitiques à grésopélitiques.
Vallée du Sègre en amont de Llo.
P - G
- S 6209 : schiste gréseux à tendance arkosique.
Vallée du Sègre en amont de Llo.
P - G

2) SCHISTES DE JUJOLS (ORDOVICIENS)

- S 5121 - S 5122 - S 5123 : schistes pélitiques et grésopélitiques - Coupe au Nord de Jujols.
- S 489 - S 496 - S 497 : Schistes pélitiques et grésopélitiques. Echantillons provenant d'une coupe au Sud du Massif de Quérigut entre le sommet des Camporeils et la vallée du Galbe.
Points extrêmes de la coupe :
Mont Louis n° 3, x = 573,92, y = 36,28, z = 2420 m.
Mont Louis n° 3, x = 574,73, y = 37,95, z = 1750 m.
G

3) SCHISTES DE PUYVALADOR ET DU TARBESOU (ORDOVICIEN)

a) Schistes de Puyvalador

- L 421 : Schiste pélitique
Mont Louis n° 4, x = 581,07, y = 38,43, z = 1620 m. 650 m au Sud du village de Rieutord. G
- L 514 : Micaschiste à andalousite et sillimanite à 1 m du contact avec le Massif.
Mont Louis n° 4, x = 576,04, y = 38,08, z = 1920 m. Flanc Nord de la vallée du Galbe
G

- L 540 : Schiste grauwaqueux.
Prades n° 1-2, x = 589,36, y = 36,52, z = 2170 m. Planal de la Pelade
à 1300 m au NE du Pic de la Pelade.
G

b) Schistes du Tarbesou

- S 535 : Micasciste à 2 micas prélevé au contact du Massif. Ax-les-Thermes n° 7-8,
x = 570,61, y = 45,68, z = 2170 m. Pied du Pic de la Coumeille de l'Ours.
G
- S 537 : Schiste pélitique à nodules de cordiêrite (rétromorphose).
Ax-les-Thermes n° 5-6, x = 570,42, y = 45,93, z = 2230 m - Flanc Est du
Pic du Tarbésou à 400 m du sommet.
G
- S 549 : Schiste grauwaqueux.
Ax-les-Thermes n° 5-6, x = 569,60, y = 46,55, z = 2000 m - 150 m des
Etangs de Bauzeille.
G

4) GOTHLANDO-DEVONIEN

- L 615 : Schiste carburé à graptolites.
Mont Louis n° 3, x = 576,93, y = 37,35, z = 1640 m - Pont sur le Galbe
au Cortal Pujol.
G
- L 657 : Calcschiste satiné de teinte noire à lie de vin.
Mont Louis n° 3, x = 572,18, y = 38,76, z = 2300 m.
Flanc Sud de la vallée du Galbe à 900 m au Sud de la Portaille d'Orlu.
G
- L 656 : Calcaire en plaquettes à niveaux schisteux.
Mont Louis n° 3, x = 573,48, y = 38,30, z = 1960 m. Flanc Sud de la vallée
du Galbe à 1800 m à l'Est de l'Etang du Diable.
G
- L 510 : Calcaire massif à Chailles.
Mont Louis n° 3, x = 576,11, y = 37,77, z = 1785 m, Flanc Nord de la vallée
du Galbe, 1000 m à O-N-O du pont du Cortal de Pujols.
G
- L 58 : Calcaire massif cristallin gris clair.
Mont Louis n° 3, x = 576,90, y = 37,65, z = 1830 m - Flanc Nord de la
Vallée du Galbe, 350 m au Nord du pont du Cortal de Pujols.
G
- L 525 : Dolomite massive.
Mont Louis n° 4, x = 584,95, y = 36,35, z = 1960 m. Flanc Est du Capcir,
600 m au NE du col de Sansa.
G

5) DINANTIEN

- L 63 : Lydienne noire à cassure esquilleuse renfermant des nodules centimétriques gris clair (phosphates).
Ax-les-Thermes n° 3-4, x = 580,32, y = 52,10, z = 960 m - Route D 29 à 1100 m à l'Est de Fontanes de Sault.
G
- L 67 : Schiste grésopélitique, faciès "Culm".
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 582,13, y = 49,55, z = 995 m - Chemin forestier du col de Toulnéou à 800 m au Nord d'Escouloubre.
G
- L 717 et L 719 : Galets de granite et de gneiss dans un banc de poudingue.
Ax-les-Thermes n° 3-4, x = 579,67, y = 51,92, z = 930 m - Route D 29, 500 m à l'Est de Fontanes de Sault.
G

II - LES SEPTA METASEDIMENTAIRES

1) LES MICASCHISTES

- L 822 : Micaschiste quartzeux à 2 micas (Dinantien).
Mont Louis n° 3, x = 574,60, y = 39,90, z = 2130 m - Haute vallée du Boutadiol.
G
- L 477 : Micaschiste graphiteux à 2 micas (Gothlandien).
Mont Louis n° 3, x = 573,35, y = 39,75, z = 2410 m - Crête du Laurenti.
400 m au Sud du Pic de la Tribune.
G
- L 43 : Micaschiste à 2 micas (Gothlandien ?)
Mont Louis n° 4, x = 582,44, y = 39,45, z = 1470 m - Flanc Ouest de la Vallée de l'Aude, 200 m au Sud du carrefour entre les routes N 118 et D 16.
G
- L 6113 : Micaschiste à andalousite et sillimanite (Ordovicien).
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 572,26, y = 41,13, z = 2210 m. Cirque de Baxouillade d'en haut, 500 m à l'Ouest du Pic de Canras.
G
- L 42 : Micaschiste à 2 micas (Ordovicien).
Mont Louis n° 4, x = 582,42, y = 39,38, z = 1440 m - Affleurement au-dessus de la route N 118 à 250 m au Sud du croisement avec la D 16.
G

Evolution chimique d'un banc de micaschiste à l'approche du contact avec les granitoïdes.

- L 814 : Micaschiste feldspathique à 1 m du contact.
- L 815 : Micaschiste feldspathique au contact - développement d'une phase quartzofeldspathique bien cristallisée sur 2 cm.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 574,90, y = 40,77, z = 1940 m - Vallée de Boutadiol.
P - G
Stabilité des almandins durant le métamorphisme.

- L 673 : Micaschiste à andalousite, sillimanite et almandin.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 572,86, y = 40,28, z = 2330 m - Fond de la vallée du Laurenti, 300 m à l'Est du Pic de Baxouillade.
G - M
- L 821 : Micaschiste à microcline et nodules grenatifères (almandin + biotite + microcline).
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 575,25, y = 40,10, z = 2180 m - Vallée du Boutadiol, 750 m au SSE de la cabane du Boutadiol.
G - M

Etude des almandins

- L 943 : Micaschiste grenatifère à 2 micas.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 574,53, y = 40,19, z = 2085m - Haute vallée du Boutadiol.
M
- L 655 : Micaschiste grenatifère à 2 micas.
St Paul n° 5, x = 586,54, y = 40,78, z = 2110m - Cirque des Naou Fonts, 1500 m au Nord du Roc Mary.
M
- P 616 : Micaschiste grenatifère à 2 micas.
Prades n° 1-2, x = 586,11, y = 39,18, z = 2160 m - Roc Mary
M

2) *LES FORMATIONS CALCAREUSES (GOTHLANDO-DEVONIEN)*

- S 662 : Cornéenne calcique massive.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 572,81, y = 40,62, z = 2360 m - Haute vallée du Laurenti, 500 m au NE du Pic de Baxouillade.
G
- L 664 : Cornéenne calcique rubanée.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 572,64, y = 40,62, z = 2430 m - Crête entre Pic de Baxouillade et Pic de Canras.
G
- S 669 : Cipolin rubané à minéraux.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 572,80, y = 41,82, z = 2390 m - Vallée du Laurenti - Pied du Pic de Canras.
G
- S 667 : Marbre calcaire à grenats.
Ax-les-Thermes n° 7-8, x = 573,25, y = 41,54, z = 2340 m - Haute vallée de la Barbouillère, flanc Nord du Roc Blanc.
G
- L 420 : Marbre dolomitique cristallin blanc.
Mont Louis N° 4, x = 580,76, y = 39,35, z = 1670 m - 700 m à l'ENE de Rieutord.
G

3) QUARTZITE NOIR RENFERMANT DES NODULES A APATITE (DINANTIEN)

- S 42 : Mont Louis n° 4, x = 582,51, y = 39,57, z = 1400 m - Carrière au croisement des routes N 118 et D 16.
G

III - LES LEPTYNOLITES

Tous les échantillons de leptynolites proviennent du même banc important dans la vallée du Galbe.

- S 680 : Bande amphibolique.
- S 683 : Bande biotitique.

Evolution des leptynolites dans la zone de passage aux granitoïdes.

- S 687 : Leptynolite massive amphibolique.
- S 688 : Leptynolite avec abondantes passées quartzo-feldspathiques bien cristallisées, parallèlement à la schistosité.

Mont Louis n° 3, x = 573,66, y = 38,80 à 39, z = 1950 m à 2050 m - Vallée du Galbe, 1100 m ESE de l'Etang de la Portaille d'Orlu.
P - G

- Granitoïdes associés aux leptynolites :

- S 689 : Tonalite matrice de nombreuses enclaves de leptynolite.
 - S 692 : Tonalite ne renfermant que de très rares enclaves de leptynolites.
 - Même localisation que les échantillons précédents.
- G

BIBLIOGRAPHIE

- AGTERBERG F.P. (1964) - Statistical analysis of X ray data for olivine. - Mineral. Mag., G.B., 33, pp. 742-748.
- ARANITIS S. (1966) - La genèse des talcs pyrénéens. - Thèse Université, Paris.
- ARANITIS S. (1967) - Les gisements de talc pyrénéens. Description. Essai d'interprétation de leur genèse (contribution à leur étude comparative). - Bull. B.R.G.M., Fr., n° 1, pp. 3-120.
- ARCHIAC (d') (1857) - Etudes géologiques sur les départements de l'Aude et des Pyrénées Orientales. - Bull. Soc. Géol. Fr., série 2, t. 14, p. 460.
- ATHERTON M.P. (1964) - The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies. - Amer. Mineralogist, 49, pp. 1331-1349.
- AUTRAN A. (1964) - Sur la signification de la structure planaire dans le massif granitique de Mont Louis (Pyr. Orient.). - C.R. Acad. Sci., Fr., 258, n° 25, pp. 6191-6194.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. - C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 6, p. 222.
- AUTRAN A. et GUITARD G. (1957 a) - Observations sur le granite et les gneiss de Mont-Louis (Pyrénées Orientales). - Bull. Soc. géol. Fr., série 6, 7, pp. 245-270.
- AUTRAN A. et GUITARD G. (1957 b) - Sur la signification de la sillimanite dans les Pyrénées. - C.R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 141-143.
- AUTRAN A., GUITARD G. et RAGUIN E. (1963) - Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes. - B.R.G.M., Paris, 1 carte couleur 1/200 000.
- BAILEY E.H. et STEVENS R.E. (1960) - Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock shales and thin sections. - Amer. Mineralogist, 45, pp. 1020-1025.

- BARTH T.F.W. (1951) - The feldspars geologic thermometers. - Neues Jb. Mineral., Abh., Dtsch., 82, p. 143.
- BARTH T.F.W. (1952) - Theoretical petrology. A text book on the origin and the evolution of rocks. - Wiley, New York, 387 p.
- BARTH T.F.W. (1956) - Studies in Gneiss and Granites. - Norske Vid. Akad., Oslo. Mat. Natur. Kl. n° 1, pp. 3-16.
- BARTH T.F.W. (1959) - Principles of classification and norm calculation of metamorphic rocks. - J. Geol., U.S.A., 67, pp. 135-150.
- BARTH T.F.W. (1961) - The feldspar lattices as solvents of foreign ions. - Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada, Esp., fasc. 8, p. 9.
- BARTH T.F.W. (1962 a) - A final proposal for calculating the Mesonorm of metamorphic rocks. - J. Geol., U.S.A., 70, pp. 497-498.
- BARTH T.F.W. (1962 b) - The feldspar geologic thermometers. - Norsk geol. T., 42, pp. 330-339.
- BARTH T.F.W. (1968) - Additional data for the two feldspars geothermometer. - Lithos, 1, pp. 305-306.
- BARTH T.F.W. (1969) - Feldspars. - Wiley Interscience, London, 261 p.
- BAMBAUER H.U., EBERHARD E. et WISWANATHAN K. (1967) - The lattice constants and related parameters of plagioclases (Low). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 47, pp. 351-360.
- BERTHELSEN A. (1970) - Globulith a new type of intrusive structure, exemplified by metabasic bodies in Moss Area, S.E. Norway. - Norges geol. Undersøk., 266, pp. 70-85.
- BERTRAND L. (1905) - Feuilles de Quillan (terrains primaires du sud de la feuille) et de Prades. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., 16, n° 105, pp. 82-87.
- BERTRAND L. (1907) - Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., 17, n° 118.
- BLAKE D.H., ELWELL R.W.D., GIBSON I.L., SKELHORN R.R. and WALKER G.P.L. (1965) - Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. - Quart. j. geol. Soc. London, 121, pp. 31-49.

- BOONE G.M. (1962) - Potassic feldspar enrichment in magma : Origin of syenite in Deboullie District Northern Maine. - *Gel. Soc. Amer., Bull.*, 73, pp. 1451-1476.
- BOULADON J., KRYLATOV S., PASSAQUI B. et PROUHET J.P. (1965) - Sur l'existence d'un volcanisme du Dévonien supérieur dans la zone manganésifère de Las Cabesses (Ariège). - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, pp. 11-12.
- BOULADON J., MACHAIRAS G. et PROUHET J.P. (1963) - Sur la découverte de tufs kératophyriques intercalés et de kératophyres dans les lydiennes de la base du Viséen à Las Cabesses (Ariège). - *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 257, pp. 191-192.
- BOWEN N.L. (1913) - Melting phenomena of plagioclase feldspars. - *Amer. j. Sci.*, 35, pp. 577-599.
- BOWEN N.L. (1919) - Crystallization - differentiation in igneous magmas. - *j. Geol., U.S.A.*, 27, pp. 393-430.
- BOWEN N.L. (1928) - The evolution of igneous rocks. - Princeton, New Jersey, 334 p.
- BOYD F.R. (1954) - Amphiboles. - *Carnegie Instn. Washington, Year Book*, 53.
- BOYD F.R. (1959) - Hydrothermal investigations of amphiboles. - In *Researches in geochemistry*, P.H. Abelson, editor, Wiley, New York, 1, p. 377.
- BUTLER B.C.M. (1965) - Composition of micas in metamorphic rocks. - In "Controls of metamorphism" W.S. Pitcher et G.W. Flinn, editors, Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 291-298.
- CARALP J. (1888) - Etude géologique sur les hauts massifs des Pyrénées centrales (Ariège, Hte Garonne, Val d'Aran). - Thèse, Toulouse.
- CAREZ L. (1903-1909) - Géologie des Pyrénées françaises. - *Mém. servant à la Carte géol. Fr.*, 6 fasc.
- CARMICHAEL I.S.E. (1963) - The cristallisation of feldspar in volcanic acid liquids. - *Quart. j. geol. Soc. London*, 119, pp. 95-131.
- CASTERAS M. (1933) - Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. - *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 37, p. 1-515, carte au 1/200.000.
- CAVET P. (1951) - Sur la stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales. *C.R. Acad. Sci.*, 232, pp. 743-745.
- CAVET P. (1957 a) - Le paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 55, pp. 1-216.

- CAVET P. (1957 b) - Sur la stratigraphie du paléozoïque inférieur dans les Pyrénées orientales françaises et dans les régions voisines. - Colloque international C.N.R.S., Fr., Les relations entre le Précambrien et le Cambrien. Problème des séries intermédiaires. n° 76, p. 77.
- CAVET P. (1958) - Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'Est de l'Ariège. - Bull. Soc. Géol. Fr., série 6, 8, pp. 853-867.
- CAVET P. (1959) - Le paléozoïque des Aspres orientales aux environs de Castelnou. - Bull. Soc. géol. Fr., série 6, 8, pp. 891-896.
- CAVET P. (1960) - L'Ordovicien supérieur et la série paléozoïque au nord du massif de Quérigut (Pyrénées de l'Aude). - C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 9, p. 222. et Bull. Soc. géol. Fr., série 7, 2, pp. 847-853.
- CAVET P. et GUITARD G. (1959) - Le Paléozoïque du Conflent. - Bull. Soc. géol. Fr., série 6, 8, pp. 898-907.
- CHAPMAN C.A. (1962) - Diabase granite composite dikes with pillow-like structure, Mount Desert Island, Maine. - j. Geol., U.S.A., 70, pp. 539-564.
- CHARLET J.M. (1968) - Etude préliminaire du Massif granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales Espagnoles). - Ann. Soc. géol. Nord, Fr., 88, pp. 66-75.
- CHARLET J.M. (1970) - Utilisation de quelques données pétrochimiques dans l'étude des granites des Pyrénées Centrales espagnoles. - C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 25, p. 174.
- CHARPENTIER J. (de) (1823) - Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. - Ed. F.G. Levrault, Paris, 633 p.
- CHINNER G.A. (1962) - Almandine in thermal aureoles. - j. Petrol., G.B., 3, pp. 316-340.
- CHRISTIE O.H.J. (1962) - Observations on natural feldspars : Randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. - Norske geol. T., 42, pp. 383-388.
- CLIN M. (1959) - Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées Centrales entre le Cirque de Troumouze et le Cirque du Lys. - Thèse, Nancy, 379 p.

- CLIN M., LA ROCHE H. (de), LELONG F. et POTY B. (1962) - Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys Caillaouas (Pyr. Centr.). - Sci. de la Terre, Fr., t. IX, n° 2, pp. 149-174.
- CLIN M. et MIROUSE R. (1963) - Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen à la veille de l'orogénèse hercynienne. - C.R. Acad. Sci., Fr., 256, p. 216.
- COMPTON R.R. (1955) - Trondjemite Batholith near Bidwell Bar California. - Geol. Soc. Amer., Bull., 66, pp. 9-44.
- COQUAND (1838) - Note sur la constitution géognostique des Pyrénées. - Bull. Soc. géol. Fr., 1, 9, p. 221.
- DALLONI (1930) - Révision de la feuille de Quillan. - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 24, n° 177, p. 150.
- DEBON F. (1968) - Sur l'existence de structures concentriques dans le Massif granitique de Cauterets. - Sci. de la Terre, Fr., t. XIII, n° 1, pp. 65-78.
- DEER W.A., HOWIE R.A. and ZUSSMAN J. (1965) - Rock forming minerals. - J. Wiley, New York, 5 vol.
- DESTOMBES J.P. et RAGUIN E. (1953) - Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaises. - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 337-338.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1969) - Association de granites et de diorites quartziques au Peyron près de Burzet (Ardèche, Mass. Centr. français). - C.R. Acad. Sci., Fr., 268, pp. 1368-1371.
- DIETRICH R.V. (1961) - Comments on the two feldspar geothermometer and K-feldspar obliquity. - Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada, Esp., fasc. 8, pp. 15-20.
- DIETRICH R.V. (1962) - K-feldspar structural states as petrogenetic indicators. - Norsk. geol. T., 42, pp. 394-414.
- DOUGALL Mc I. (1962) - Differentiation of the Tasmanian dolerites : Red Hill dolerite-granophyre association. - Geol. Soc. Am., Bull., 73, pp. 279-315.
- DUFRENOY (1873) - Explication de la carte géologique de France : les Pyrénées. Paris, pp. 108-182.
- DUPUY C. (1967) - Coefficient de partage du rubidium entre biotite et sanidine dans les ignimbrites de Toscane, Italie. - C.R. Acad. Sci., Fr., 264, pp. 2613-2615.
- DUROCHER (1844) - Essai pour servir à la classification du terrain de transition des Pyrénées et observations diverses sur cette chaîne de montagnes. - Am. Ming., 6, pp. 15-112.

- EDWARDS A.B. (1942) - Differentiation of the dolerites of Tasmania. - j. Geol. U.S.A., 50, pp. 451-480 et 579-610.
- ELDERS W.A. and RUCKLIDGE J.C. (1969) - Rheomorphism of granite by gabbro intrusion on the coast of south central Labrador. - j. Geol., U.S.A., 77, pp. 240-244.
- ENGEL A.E.J. and ENGEL C.G. (1960) - Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, north-west Adirondack Mountains, New York II. Mineralogy. - Geol. Soc. Amer., Bull., 71, pp. 1-58.
- ERNST W.G. (1960) - Diabase-Granophyre relations in the Endion sill, Duluth, Minnesota. - Geol. Soc. Amer., Bull. 71, pp. 2058-2059 et J. Petrol., G.B., 1, pp. 286-303.
- ERNST W.G. (1966) - Synthesis and stability relations of ferro-tremolite. - Amer. j. Sci., 264, pp. 37-65.
- ESKOLA P.E. (1949) - The problem of mantled gneiss domes. - Quart. j. geol. Soc. London, 104, part 4, pp. 461-476.
- EUGSTER H.P. (1957) - Stability of annite. - Carnegie Instn. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1956-1957, 56, p. 161.
- EUGSTER H.P. and WONES D.R. (1962) - Stability relations of ferruginous biotite annite. j. Petrol., G.B., 3, pp. 82-125.
- FABRIES J. (1963) - Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. - Thèse, Nancy, 243 p.
- FAIRBAIRN H.W., HURLEY P.M. and PINSON W.H. (1961) - The relation of discordant Rb-Sr mineral and whole rock ages in an igneous rock to its time of crystallization and to the time of subsequent $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ metamorphism. - Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 23, pp. 135-144.
- FISHER G.W. and GORDON MEDARIS L.Jr. (1969) - Cell dimensions and X ray determinative curve for synthetic Mg-Fe olivines. - Amer. Mineralogist, 54, pp. 741-753.
- FONTBOTE J.M. (1962) - Tectonique hercynienne des Pyrénées orientales. - IVe Congr. Internat. Etudes Pyr.
- FORGHANI A.H. (1965) - Sur la structure annulaire du massif éruptif de Bordères (Hautes Pyrénées). - C.R. Acad. Sci., Fr., 260, pp.6943-6945.
- FOSTER M.D. (1960) - Interpretation of the composition of trioctaedrol micas. - Geol. Surv., prof. Paper, U.S.A., 354 B, 49 p.
- GAGNY C. (1968) - Petrogenèse du granite des Crêtes (Vosges méridionales). - Thèse, Nantes.

- GARRIGOU F. (1865) - Etude du terrain stratifié dit Laurentien ou Antésilurien dans l'Ariège et les autres parties des Pyrénées. - Bull. Soc. géol. Fr., série 2, 25, pp. 476.
- GILBERT M.C. (1966) - Synthesis and stability relations of the hornblende, ferro-pargasite. - Amer. j. Sci., 264, pp. 698-742.
- GOKHALE N.W. (1968) - Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. - Bull. Geol. Soc. Finl., 40, pp. 107-111.
- GOLDSMITH J.R. and LAVES F. (1954) - Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. - Geochim. Cosmochim. Acta, 6, pp. 100-118.
- GOLDSMITH J.R. and LAVES F. (1955) - Na content of Microcline. - Amer. Mineralogist, 40, p. 318.
- GORBATSCHEV R. (1970) - Biotites in granites, biotites in gneisses and the status of biotite as a one-mineral environment indicator. - Bull. Geol. Soc. Finl., 42, pp. 23-32.
- GOVINDARAJU K. (1964) - L'analyse rapide des roches et des minéraux par spectrographie et par spectrométrie photo-électrique. - Thèse, Nancy, 272 p. ronéo.
- GOWER J.A. (1957) - X ray measurement of the Fe/Mg ration in biotites. - Amer. J. Sci., 255, pp. 142-156.
- GRANDCLAUDE P. et LA ROCHE H. (de) (1966) - Métamorphisme du Gothlandien de la haute vallée de l'Esera au contact du massif granitique du Lys Caillaouas (Pyr. Centr.). - Sci. de la Terre, t. XI, n° 1, pp. 55-67.
- GREEN D.H. (1968 a) - Origin of basaltic magmas. In basalt : the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, H.H. Hess et A. Poldervaart, editors, Wiley Interscience, New York, V. 2, pp. 835-862.
- GREEN D.H. (1968 b) - Effects of high pressure on basaltic rock. In Basalt - The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, H.H. Hess et A. Poldervaart, editors, Wiley Interscience, New York, V. 1, pp. 401-443.
- GREEN D.H. and RINGWOOD (1967) - The genesis of basaltic magmas. - Contrib. Mineral. Petrol., 15, pp. 103-190.
- GREEN T.H. and RINGWOOD A.E. (1968) - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. - Contrib. Mineral. Petrol., 18, pp. 105-162.
- GREENLAND L.P., GOTTFRIED and TILLING R.I. (1968) - Distribution of manganese between coexisting biotite and hornblende in plutonic rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, 32, pp. 1149-1163.

- GREENWOOD H.J. (1962) - Synthesis and stability of anthophyllite. - Carnegie Instn. Washington, Yearbook, 61, pp. 85-88.
- GUIARD G. (1963 a) - La composition des biotites de gneiss ocellés du Canigou (Pyrénées Orientales) et l'origine de ces gneiss. - Bull. Soc. fr. mineral. cristallogr., 86, pp. 139-142.
- GUIARD G. (1963 b) - Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss ocellés du Canigou (P.O.). - C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 4, pp. 130-132.
- GUIARD G. (1967) - Phases de plissement dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou durant l'orogénèse hercynienne. - C.R. Acad. Sci., Fr., 265, pp. 1357-1360.
- GUIARD G. (1969) - Mise en évidence de la réaction grenat + muscovite = andalousite + biotite + quartz dans les micaschistes mésozonaux des massifs du Canigou et du Roc de France (P.O.) ; relations entre l'andalousite la staurotite et le grenat. - C.R. Acad. Sci., Fr., 269, pp. 1159-62.
- GUIARD G. et FONTEILLES M. (1964) - L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. - C.R. Acad. Sci., Fr., 258, pp. 4299-4302.
- GUIARD G. et LAFFITTE P. (1958) - Les calcaires métamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne (P.O.). - Sci. de la Terre, Fr., t. VI, pp. 57-137.
- GUIARD G. et RAGUIN E. (1961) - Sur les roches ultrabasiques du Paléozoïque inférieur de la partie orientale des Pyrénées. - C.R. Acad. Sci., Fr., 252, p. 3606.
- GUIARD G., RAGUIN E. et SABATIER G. (1960) - La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées Orientales. - Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 83, pp. 48-56. et 21st International geol. Congr. Report, part XIV, pp. 207-215.
- HALL A. (1967) - The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes, Denegal, Ireland. - Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 31, pp. 835-847.
- HALLIMOND A.F. (1943) - On the graphical representation of the calciferous amphiboles. - Amer. Mineralogist, 28, p. 65.
- HALLIMOND A.F. (1963) - Calciferous amphiboles - Mineral. Mag., G.B., 33, n° 261, pp. 524-525.
- HAMILTON D.L. and ANDERSON G.M. (1967) - Crystallization of basaltic magmas. In basalts : the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, H.H. Hess and A. Poldervaart editors, Wiley Interscience, New York, v. 1, pp. 445-482.

- HAMILTON D.L., BURNHAM C.W. and OSBORN E.F. (1964) - Solubility of water and effect of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. - J. Petrol., G.B., 5, pp. 21-39.
- HANUS V. and PALIVEOVÁ M. (1969) - Quartz gabbros recrystallized from olivine bearing volcanics. - Lithos, 2, pp. 147-166.
- HARKER A. (1960) - Metamorphism. A study of the transformation of rock masses. - Methuen and Co., London, 362 p.
- HARKER R.I. and TUTTLE O.F. (1956) - Experimental data on the P_{CO_2} T curve for the reaction : calcite + quartz $\rightleftharpoons$ wollastonite + carbon dioxide. - Amer. Journ. Sci., V 254, pp. 239-256.
- HARRY W.T. (1950) - Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. - Mineral. Mag., G.B., 29, p. 142.
- HEIER K.S. (1962) - Trace elements in feldspars - a review. - Norsk geol. T., 42, pp. 415-454.
- HEINRICH E.W. (1946) - Studies in the mica group ; the biotite-phlogopite series. - Amer. J. Sci., 244, pp. 336-348.
- HELLNER E. et SCHÜRMANN K. (1966) - Stability of metamorphic amphiboles : the Tremolite ferro-actinolite series. - J. Geol., U.S.A., 74, pp. 322-331.
- HESS H.H. (1960) - Stillwater igneous complex, Montana : A quantitative mineralogical study. - Geol. Soc. Amer., Mém., 80, 230 p.
- HIETANEN A. (1967) - On the facies series in various types of metamorphism. - J. Geol., U.S.A., 75, pp. 187-214.
- HOPPE G. (1963) - Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen in akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. - Abh. dtsch. Akad. Wissensch. Berlin, Kl. Bergbau, 1, pp. 1-130.
- HOTZ P.E. (1953) - Petrology of granophyre in diabase near Dillsburg, Pennsylvania. Geol. Soc. Amer., Bull., 64, pp. 675-704.
- HOUPERT R., LEGENDRE J., RICHARD P. (1969) - Un appareil de mesure des fissures des roches. - Rev. Indust. minéral. Fr., n° spécial, pp. 1-3.
- HUPÉ P. (1947) - La tectonique pyrénéenne dans le granite de Néouvielle. - C.R. Acad. Sci., Fr., 225, p. 751.
- HUPÉ P. (1948) - Observations sur le batholite granitique hercynien du Néouvielle (Htes Pyrénées). - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 46.
- HUPÉ P. (1949) - Sur l'existence du Gothlandien sous le granite du Néouvielle (Htes Pyrénées). - C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 59.

- IIYAMA J.T. (1968) - Etude expérimentale de la distribution d'éléments en traces entre deux feldspaths. Feldspath potassique et plagioclase coexistants. I Distribution de Rb-Cs-Sr et Ba à 600°. - Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 91, pp. 130-140.
- JACKSON E.D. (1960) - X ray determinative curve for natural olivine of composition FO₈₀₋₉₀. - Geol. Surv. prof. Paper, U.S.A., n° 400 B, pp. 432-434.
- JAEGER J.C. (1964) - Thermal effects of intrusions. - Rev. Geophys., U.S.A., 2, pp. 443-466.
- JAEGER E. et ZWART M.J. (1968) - Rb-Sr age determinations of some gneisses and granites of the Aston-Hospitalet Massif (Pyrénées). - Geol. en Mijnbown, Nederl., 47, n° 5, pp. 349-357.
- JAHSNS R. et BURNHAM C.W. (1962) - Experimental studies of pegmatite genesis : a model for the crystallization of granitic pegmatites. - Geol. Soc. Amer., spec. Paper, 68, pp. 206-207.
- JAMBOR J.L. and SMITH C.H. (1964) - Olivine composition determination with small diameter X ray powder cameras. - Mineral. Mag., G.B., 33, pp. 730-741.
- KARNER F.R. (1968) - Compositional variation in the Tunk Lake granite pluton, Southeastern Maine. - Geol. Soc. Amer. Bull., 79, pp. 193-221.
- KENNEDY W.A. (1933) - Trends of differentiation in basaltic magmas. - Amer. J. Sci., 5th ser., n° 25, p. 239-56.
- KENZO YAGI (1967) - Silicate systems related to basaltic rocks. In Basalts : The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, H.H. Hess and A. Poldevaart editor, Wiley Interscience, New York, V. 1, pp. 359-400.
- KRETZ R. (1959) - Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of S.W. Quebec with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. - J. Geol., U.S.A., 67, pp. 371-402.
- KRYLATOV S. (1963) - Note préliminaire sur les jaspes dinantiens des Pyrénées et leur cortège. - Bull. Soc. géol. Fr., 5, n° 3, pp. 393-400.
- KRYLATOV S. (1964) - Sur les relations des lydiennes dinantiennes à "nodules" phosphatés de St Nazaire de Ladarez (Hérault) avec leur substratum calcaire et le problème de la lacune du Tournaisien. - C.R. somm. Soc. géol., Fr., fasc. 6, pp. 258-260.
- KUNO H. (1960) - High alumina basalt. - J. Petrol., G.B., 1, pp. 121-145.
- KUNO H. (1965) - Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. - J. Petrol., G.B., 6, pp. 302-321.

- KUNO H. (1968) - Differentiation of Basalt magmas. In : Basalts, The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, H.H. Hess and A. Poldervaart editors, Wiley Interscience, New York, V. 2, pp. 623-688.
- KUSHIRO I. and KUNO H. (1963) - Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. - J. Petrol., G.B., 4, pp. 75-89.
- LACROIX A. (1893) - Etude sur le métamorphisme de contact des roches volcaniques. Mém. Acad. Sci., t. XXXI, n° 7.
- LACROIX A. (1899-1900) - Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (1er et 2ème mémoire). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 10, n° 64, pp. 241-305, et 11, n° 71, pp. 1-64.
- LAFFONT D. (1971) - Le massif granitique de Quérigut-Millas entre Roquefort de Sault et Mosset - Pétrologie et structure. Thèse 3ème cycle, Toulouse.
- LA ROCHE H. (de) (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. - Sci. de la Terre, Fr., t. IX, pp. 337-371.
- LA ROCHE H. (de) (1965) - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. - Geol. Rdsch., Dtsch., 55, pp. 274-301.
- LA ROCHE H. (de) (1966) - Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. - C.R. Acad. Sci., Fr., 262, série D, pp. 1665-1668.
- LA ROCHE H. (de) (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. - C.R. Acad. Sci., Fr., 267, série D, pp. 39-42.
- LAVES F. and GOLDSMITH J.R. (1954) - On the use of calcic plagioclases in geologic thermometry. - J. Geol., U.S.A., 62, pp. 405-408.
- LEAKE B.E. (1965) - The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In "Controls of metamorphism" W.S. Pitcher and G.W. Flinn editors, Oliver and Boyd Edinburgh, pp. 299-318.
- LETERRIER J. (1967) - Sur la présence de quartzite noir phosphaté et de conglomérat polygénique dans les enclaves du massif granitique de Quérigut (Ariège). - C.R. Acad. Sci., Fr., 264, série D, pp. 1-4.
- LETERRIER J. (1968) - La structure du Massif granitique de Quérigut (Ariège) : Un type intermédiaire entre les structures concentriques et les structures stratoïdes. - C.R. Acad. Sci., Fr., 266, série D, pp. 1928-1930.

- LETERRIER J. (1970) - Caractères géochimiques majeurs des formations grenues du Massif de Quérigut (Ariège). - C.R. 94ème Congr. Nation. Soc. Sav., Pau, Sciences, 2, pp. 177-187.
- LETERRIER J. et LA ROCHE H. (de) (1972) - Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermédiaires. - C.R. Acad. Sci., Fr., 274, série D, p. 788-791.
- LETERRIER J. et PREDALI J.J. (1968) - Evolution de micaschistes en septa dans le Massif granitique de Quérigut (Ariège). - Sci. de la Terre, Fr., t. XIII, n° 1, pp. 55-64.
- LINDSLEY D.H. (1967) - Melting relations of potassium feldspar up to 40 kilobars. - Carnegie Instn. Washington, Yearbook, 65, p. 244.
- LONGCHAMBON M. (1914) - Feuille de Prades au 80.000e (les contacts granitiques de la bordure méridionale du massif granitique de Quérigut-Millas). Bull. Serv. Carte géol. Fr., C.R. coll., 23, 136, pp. 159-161.
- LUTH W.C., JAHNS R.H. and TUTTLE O.F. (1964) - The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. - J. geophys. Res., U.S.A., 69, pp. 759-73.
- MACAUDIERE J. (1964) - Comportement de la sillimanite et de l'andalousite dans quelques roches pyrénéennes. - Bull. Soc. géol. Fr., série 7, 6, pp. 437-441.
- Mc CONNELL J.D.C. and Mc KIE D. (1960) - The kinetics of the ordering process in triclinic $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. - Mineral. Mag., G.B., 32, p. 436.
- Mc DONALD G.A. and KATSURA T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. - J. Petrol., G.B., 5, pp. 82-133.
- Mc KENZIE W.S. (1954) - The orthoclase-microcline inversion. - Mineral. Mag., G.B., 30, pp. 354-366.
- Mc KENZIE W.S. and SMITH J.V. (1956) - The alkali feldspars III. An optical and X-Ray study of high temperature feldspars. - Amer. Mineralogist, 41, pp. 405-427.
- MARMO V. (1958) - Orthoclase and microcline granites. - Amer. J. Sci., 256, pp. 360-364.
- MARMO V. (1967) - On granites ; a revised study. - Bull. Commiss. géol. Finl., n° 227, 83 p.
- MARMO V. (1968) - The origin of granite, a hydrothermal model. - Lithos, 1, pp. 58-69.
- MARRE J. (1967 a) - Granodiorites, diorites et granitoïdes de la partie NW du massif de Quérigut (Ariège). - C.R. Acad. Sci., Fr., 264, pp. 2861-2864.

- MARRE J. (1967 b) - Structure du massif de Quérigut entre Puyvalador et la forêt de Carcanet (Aude). - C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 8, pp. 363-364.
- MARRE J. (1970) - Relations texturales et structurales entre les principaux types de roches dans le massif de Quérigut (Ariège). - C.R. Acad. Sci., Fr., 271, pp. 1661-1664.
- MATTAUER M. (1968) - Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. - Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., 10, pp. 3-11.
- MEHNERT K.R. (1962) - Composition and distribution of feldspars in magmatic and metamorphic rocks. - Norsk Geol. Tidss. Bind 42, n° 2, pp. 455-466.
- MEHNERT K.R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks. - Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- MENGEL O. (1913-1919) - Feuille de Prades au 1/80.000. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., t 23, n° 136, pp. 161-165.
- METZ P.W. and WINKLER H.G.F. (1964) - Experimentelle Untersuchung der Diopsidbildung aus Tremolit, Calcit und Quarz. Naturwissenschaften, Dtsch., 51, p. 460.
- MICHOT J.Jr (1962) - Composition des plagioclases résiduels et des plagioclases d'origine anatectique élaborés lors du phénomène de paléogénèse basique. - Norsk Geol. T., 42, pp. 467-476.
- MIDDLEMOST E.A.K. and ROMÉY W.D. (1968) - A graphic story of magmatic differentiation. - Lithos, 1, pp. 242-263.
- MIROUSE R. (1962) - Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. - Thèse, Toulouse, 672 p. ronéo.
- MIYASHIRO A. (1953) - Calcium poor garnet in relation to metamorphism. - Geochim. Cosmochim. Acta, 4, pp. 179-208.
- MIYASHIRO A. (1956) - Data on garnet biotite equilibria in some metamorphic rocks on the Ryoke zone. - J. geol. Soc. Jap., 62, p. 700.
- MIYASHIRO A. (1961) - Evolution of metamorphic belts. - J. Petrol., G.B., 2, p. 277-311.
- MUAN A. and OSBORN E.F. (1956) - Phase equilibria at liquidus temperatures in the system $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. - J. Amer. ceram. Soc., 39, pp. 121-140.
- MURATA K.J. (1960) - A new method of plating chemical analyses of basaltic rocks. - Amer. J. Sci., pp. 247-252, 258 A.

- MURATA K.J. and RICHTER D.H. (1961) - Magmatic differentiation in the Uwekahuna laccolith, Kilauea caldera, Hawaii. - J. Petrol., G.B., 2, pp. 424-437.
- NICOLAYSEN L.O. (1961) - Graphic interpretation of discordant age measurement of metamorphic rocks. - Am. New York Acad. Sci., 91, pp. 198-206.
- NOCKOLDS S.R. (1947) - The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. - Amer. J. Sci., 245, p. 401.
- NOGUES A.F. (1863) - Note sur les sédiments inférieurs et le cristallin dans les Pyrénées orientales. - Bull. Soc. géol., série 2, 20, pp. 703-709.
- ORVILLE P.M. (1960) - Powder X ray method for determination of (Ab-An) content of microcline (abstract). - Geol. Soc. Amer. Bull., 71, p. 1939.
- ORVILLE P.M. (1967) - Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. - Amer. Mineralogist, 52, pp. 55-86.
- OSBORN E.F. (1959) - Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. - Amer. J. Sci., 257, pp. 609-647.
- OSBORN E.F. and TAIT D.B. (1952) - The system diopside-forsterite-anorthite. - Amer. J. Sci., Bowen Vol., 250 A, pp. 413-433.
- PALASSOU (1784) - Essai sur la minéralogie des Monts Pyrénées. - Didot, Paris.
- PARSONG I. (1965) - The feldspathic syenites of the Loch Ailsh Intrusions, Assynt Scotland. - J. Petrol., G.B., 6, pp. 365-394.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1939) - Le granite et les réactions à l'état solide. - Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 5ème série, n° 4.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1949) - On the granite problem. - J. Geol., U.S.A., 57, pp. 357-379.
- PETTIJOHN F.J. (1957) - Sedimentary rocks. - Harper and Brothers, New York, 2ème édition, 718 p.
- PHILLIPS R. (1963) - The recalculation of amphibole analyses. - Mineral. Mag., G.B., 33, pp. 701-711.
- PIWINSKII A.J. and WYLLIE P.J. (1968) - Experimental studies of igneous rock series : a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. - J. Geol., U.S.A., 76, pp. 205-234.
- PLATEN (Von) H. (1965) - Experimental anatexis and genesis of migmatites. IN : Controls of Metamorphism, W.S. Pitcher and G.W. Flinn, editors, Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 203-218.

- POLDERVAART A. (1950) - Correlation of physical properties and chemical composition of the plagioclase, olivine and orthopyroxene series. - Amer. Mineralogist, 35, pp. 1067-1079.
- POLDERVAART A. (1955, 1956) - Zircon in rocks - 1) Sedimentary rocks 2) Igneous rocks. - Amer. J. Sci., 253, pp. 433-461 et 254, pp. 521-554.
- POLDERVAART A. (1964) - Chemical definition of alkali basalt and tholéiite. - Geol. Soc. Amer. Bull., 75, pp. 229-232.
- PONS J. (1970) - Relations entre la structure et la pétrofabrique des roches éruptives dans la bordure méridionale du massif granitique de Quérigut (Ariège). - C.R. Acad. Sci., Fr., 271, pp. 1665-1668.
- PREVOT L. et ELLER J.P. (von) (1963) - Le grenat - présence, nature et signification de ce minéral dans les séries métamorphiques. - Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 16, fasc. 3, pp. 175-196.
- PRINZ M. (1967) - Geochemistry of basaltic rocks : trace elements. In : Basalts, the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, H. H. Hess and A. Poldervaart editors, Wiley Interscience, New York, V. 1, pp. 271-323.
- RAGLAND P.C., BILLINGS, G.K. and ADAMS J.A.S. (1968) - Magmatic differentiation and autometasomatism in a zoned granitic batholith from central Texas - U.S.A. - Internation. Ser. Monogr. Earth Sci., G.B., 30, pp. 795-823.
- RAGUIN E. (1933 a) - Révision des feuilles de Quillan et Foix. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., 38, n° 190, p. 171.
- RAGUIN E. (1933 b) - Les dislocations du granite de Quérigut-Millas dans les Pyrénées. - Bull. Soc. géol. Fr., série 5, 3, pp. 181-192.
- RAGUIN E. (1934) - Le granite du Lys dans la Haute Garonne. Fissuration des massifs granitiques. - Bull. Soc. géol. Fr., série 5, 4, pp. 421-430.
- RAGUIN E. (1949) - Sur l'évolution du granite de Quérigut (Ariège). - Bull. Soc. géol. Fr., série 5, 19, pp. 181-188.
- RAGUIN E. (1950) - Observations nouvelles sur le granite de Quérigut (Ariège). - Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 85, pp. 266-269.
- RAGUIN E. (1957) - Géologie du granite. - Masson, Paris, 2ème édition, 275 p.
- RAGUIN E. (1966 a) - Sur la classification des granites et l'importance des granites de cratons. - C.R. Acad. Sci., Fr., 262, pp. 333-336.
- RAGUIN E. (1966 b) - Etages tectoniques dans les Pyrénées hercyniennes. - Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel, 21 avril 1966, pp. 203-209.

- RAGUIN E. (1970) - Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. - Masson, Paris, 239 p.
- RAGUIN E. et DESTOMBES J.P. (1948) - Massif granitique du Lys Caillaouas dans la Haute Garonne. - Bull. Soc. géol. Fr., série 5, 18, pp. 75-88.
- REESOR J.E. (1958) - Dewar creek map area with special emphasis on the White Creek Batholith British Columbia. - Geol. Surv., Canada, Mém. 292, 78 p.
- REYNOLDS D. (1947) - The association of basic fronts with granitization. - Sci. Progr., G.B., 35, p. 205.
- REYNOLDS D.L. (1954) - Fluidization as a geological process and its bearing of the problem of intrusive granite. - Amer. J. Sci., 252, pp. 577-614.
- RINGWOOD A.E. (1956) - Melting relationships of Ni-Mg olivines and some geochemical implications. - Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 10, pp. 297-303.
- ROCCI G. et JUTEAU T. (1968) - Spilite-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. - Geol. en Mijnbouw, Nederl., 47 (5), pp. 330-339.
- ROMEY (de) A. (1907) - Les roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées. - Thèse, Paris, 116 p.
- ROUBAULT M. et LA ROCHE H. (de) (1965) - Parallèle entre la géochimie des schistes paléozoïques et celle des formations granitiques dans le massif du Lys Caillaouas (Pyr. Centr.). - Geol. Rdsch., Dtsch., 55, pp. 301-316.
- ROUBAULT M. et LA ROCHE H. (de) (1968) - Sur la géochimie des alcalins dans les roches de granitisation : Endomorphisme ou métasomatose hydrothermale dans les diorites et gabbros quartziques des Pyrénées. In : Origin and distribution of the Elements, L.H. Ahrens, editor, Pergamon Press, Oxford, pp. 701-719.
- ROUBAULT M., LEUTWEIN F. et SONET J. (1963) - Mise en évidence de 4 "âges apparents" dans les massifs granitiques et les séries cristallophyliennes des Pyrénées. - C.R. Acad. Sci., Fr., 257, pp. 3786-3789.
- ROUSSEL J. (1891) - Sur l'âge d'un granite porphyroïde des Pyrénées orientales. - C.R. Acad. Sci., Fr., 19, p. 1471.
- ROUSSEL J. (1892) - Sur l'âge d'un granite porphyroïde des Pyrénées orientales. - C.R. Acad. Sci., Fr., 20, p. 44.
- ROUSSEL J. (1900) - Contribution à l'étude géologique des Pyrénées. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., XI, n° 74, 25 p.

- SAXENA S.K. (1969) - Silicate solid solutions and geothermometry. III - Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. - Beitr. Mineral. Petrogr., Dtsch., 22, pp. 259-267.
- SCHAIRER J.F. and BOWEN N.L. (1932) - The system $MgO-FeO-SiO_2$. - Amer. J. Sci., série 5, 29, p. 197.
- SEYFERT C.K. (1964) - Geology of the Sawyers Bar Area, Klamth Mountains, Northern California. Part I - Compositional variation within the English Peak Batholith. - Preprint.
- SHELLEY D. (1968) - A note on the relationship of sillimanite to biotite. - Geol. Mag., G.B., 105, pp. 543-545.
- SHIDO F. (1958) - Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the Central Abukuma plateau. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Section II, 11, pp. 131-217.
- SITTER L.U. (de) (1951) - Les granites des Pyrénées ariégeoises. - C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 2, p. 278.
- SITTER L.U. (de) et ZWART H.J. (1953) - Note préliminaire sur la géologie du Val d'Aran. - Leidse geol. Meded., 18, pp. 272-280.
- SLEMMONS D.B. (1962) - Observation on order-desorder relations of natural plagioclase. I : A method of evaluating order-desorder. - Norsk. geol. T., 42, pp. 533-554.
- SMITH J.R. and YODER H.S. (1956) - Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. - Amer. Mineralogist, 41, pp. 632-647.
- SONET J. (1967) - Contribution à l'étude géochronologique du massif de Mortagne (Vendée). - C.R. Acad. Sci., Fr., 264, pp. 225-228.
- STEUHL H.H. (1962) - Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiitgneises aus dem Schwarzwald. - Chem. d. Erde, Dtsch., 21, pp. 413-449.
- STRECKEISEN A. (1966) - Classification des roches éruptives. - Geol. Rdsch., Dtsch., 55, pp. 478-491. (traduction B.R.G.M., n° 4996).
- STRUWE H. (1957-1958) - Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the Querigut granit (French Pyrénées). - Leidse géol. Meded., 22.
- SUNDIUS (1946) - The classification of the hornblendes and the solid solution relations of the amphibole group. - Serv. geol. Unders. Arsbok, 40, p. 1.
- STURT B.A. (1962) - The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. - J. Petrol., G.B., 3, pp. 181-191.

- TAUBENECK W.H. (1964) - Criteria for former presence of augite in granitic rocks containing hornblende. - Geol. Soc. Amer. spec. paper, 76, p. 295.
- TAYLOR S.R. (1968) - Geochemistry of andesites. In : origin and distribution of the elements, L.H. Ahrens editor, Pergamon Press, Oxford, pp. 559-583.
- TERMIER H. et G. (1957) - L'évolution de la Lithosphère. Pétrogenèse. - Masson, Paris, p. 340 et 466.
- THIEBAUT J. (1953) - Coupe géologique de la haute vallée de l'Aude entre Puyvalador et l'usine hydroélectrique des Bains d'Escouloubre. - C.R. 78 e Congr. Soc. Sav., Toulouse, pp. 81-85.
- TILLEY C.E. (1960) - Differentiation of Hawaiian basalts : some variants in Lava suites of dated Kilanean Eruptions. - J. Pétrol., G.B., 1, pp. 47-55.
- TILLEY C.E., MUIR I.D. (1967) - Tholéiite and tholeitic series. - Geol. Mag., G.B., 104, pp. 337-343.
- TROGER W.E. (1952) - Tabellen zur optischen Bestimmung der festeinsbildenden minerale. - Eschwerzerhart's Verlag's, Stuttgart, 147 p.
- TURNER F.J. and VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. - Mac Graw Hill, New York, 2ème édition, 694 p.
- TUTTLE O.F. and BOWEN N.L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 + H_2O . - Geol. Soc. Amer. Mem., n° 74.
- UPTON B.G.J. and WRIGHT J.B. (1961) - Intrusions of Gabbro and Granophyre in the Snaefellsnaes, Western Iceland. - Geol. Mag., G.B., 98, n° 6, pp. 488-492.
- VANCE J. (1962) - Zoning in igneous plagioclase : normal and oscillatory zoning. Amer. J. Sci., 260, pp. 746-760.
- VANCE J. (1969) - On Synneusis. - Contrib. Mineral. Petrol., 24, pp. 7-29.
- VIRGO D. (1968) - The partitioning of strontium between coexisting K-feldspar and plagioclase in some metamorphic rocks. - J. Geol., U.S.A., 76, pp. 331-346.
- VIRGO D. (1969) - Partitioning of sodium between coexisting K-feldspar and plagioclase from some metamorphic rocks. - J. Geol., U.S.A., 77, pp. 173-182.
- VITRAC A. et ALLEGRE J.C. (1969) - Age de mise en place, origine et histoire des granites de Millas-Quérigut-MontLouis étudiés par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$. - C.R. Acad. Sci., Fr., 269, p. 2174-2177.

- VITRAC A. et ALLEGRE C. (1971) - Datation $Rb^{87}-Sr^{87}$ des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). - C.R. Acad. Sci., Fr., 273, pp. 2411-2413.
- WAGER L.R. (1960) - The major element variation of the layered series of the Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden series of the successive residual magmas. - J. Petrol., G.B., 1, pp. 364-398.
- WAGER L.R. and DEER W.A. (1939) - Geophysical investigations in East Greenland Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugsuaq. - Medd. Grønland, Danm., 105, pp. 1-352.
- WALKER F. (1940) - Differentiation of the Palisade diabase New Jersey. - Geol. Soc. Amer. Bull., 51, pp. 1059-1106.
- WALKER F. and POLDERVAART A. (1949) - Karroo dolerites of the Union of South Africa. - Geol. Soc. Amer. Bull., 60, pp. 591-706.
- WALKER G.P.L. and SKELHORN R.R. (1966) - Some associations of acid and basic igneous rocks. - Earth Sci. Rev., 2, pp. 93-109.
- WATERS A.C. (1955) - Volcanic rocks and the tectonic cycle. In Crust of the Earth (ed. A. Poldervaart). - Geol. Soc. Amer., spec. paper, 62, pp. 703-722.
- WATERS W.A. (1958) - Some zoned skarns from granite-marble contacts near Puyvalador in the Querigut area eastern Pyrénées. - Mineral. Mag., G.B., 31, n° 240, p. 703.
- WATERS W.A. (1959) - A minor occurrence of sepiolite from Puyvalador near Querigut (France). - Mineral. Mag., G.B., 32, n° 248, p. 412.
- WENNEKERS J.H.N. (1968) - The geology of the Esera Valley and the Lys-Caillaouas Massif, Central Pyrenees Spain, France. - Leidse geol. Meded., 41, pp. 221-267.
- WINKLER H.G.F. (1960) - La genèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale. - Rev. Geogr. phys. Géol. dynam., Fr., série 2, 2, pp. 67-76.
- WINKLER H.G.F. (1961) - On coexisting feldspars and their temperature of crystallization. - Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada, Esp., fasc. 8, pp. 9-13.
- WINKLER H.G.F. (1965) - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. - Springer Verlag, Berlin, 220 p.
- WINKLER H.G.F. (1967) - Der Prozess der Anatexis : seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. - Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 11, pp. 266-287.

- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. (Von) (1957-1962) - Experimentelle Gesteinsmetamorphose I - VI. - Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 13 (1957) pp. 42-69; 15 (1958) pp. 91-112 ; 18 (1960) pp. 294-316 ; 291 (1961) pp. 48-69 et 250-259 ; 26 (1962) pp. 145-180.
- WONES D.R. (1963) - Physical properties of synthetic Biotites on the join Phlogopite Annite. - Amer. Mineralogist., 48, pp. 1300-1321.
- WONES D.R. and EUGSTER M.P. (1965) - Stability of biotite : experiment, theory and application. - Amer. Mineralogist, 50, pp. 1228-1272.
- WYATT M. (1954) - Zircons as provenance indicators. - Amer. Mineralogist, 39, pp. 983-990.
- WYLLIE P.J., COX K.G. and BIGGAR G.M. (1962) - The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. - J. Petrol., G.B., 3, pp. 238-243.
- YODER H.S.Jr. and EUGSTER H.P. (1954) - Phlogopite synthesis and stability range. - Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 6, pp. 157-185.
- YODER H.S.Jr. and SAHAMA Th G. (1957) - Olivine X ray determinative curve. - Amer. Mineralogist, 42, pp. 475-491.
- YODER H.S.Jr. and TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. - J. Petrol., G.B., 3, pp. 342-532.
- ZWART H.J. (1962) - On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area. - Geol. Rdsch., Dtsch., 52, pp. 38-65.
- ZWART H.J. (1963) - Some examples of the relations between deformations and metamorphism from the Central Pyrénées. - Geol. en Mijnbouw, Nederl., 42, pp. 143-154.
- ZWART H.J. (1965) - Geological map of the paleozoic of the Central Pyrenees sheet 6 - Aston ; France, Andorra, Spain. - Leidse geol. Meded., 33, pp. 191-254.
- ZWART H.J. (1968) - The paleozoic crystalline rocks in the Pyrenees in their structural setting. - Krystalinikum, Tchécosl., n° 6, pp. 125-140.

ADDITIF

- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1972) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. - Bull. Soc. géol. Fr., série 7, 12, pp. 673-731.

- BARTH T.F.W. (1936) - The crystallization process of basalt. - Amer. J. Sci., série 5, 31, pp. 321-351.
- BARTH T.F.W. (1966) - Aspects of the crystallization of quartzofeldspathic plutonic rocks. - Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 11, pp. 209-222.
- BOWEN N.L. et SCHAIRER J.F. (1935) - The system $MgO-FeO-SiO_2$. - Amer. J. Sci., série 4, 29, pp. 151-217.
- BOYD F.R. (1954-1955-1956) - Amphiboles. - Carnegie Instn. Washington Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., p. 108, p. 115, p. 198.
- BOYD F.R., ENGLAND J.L. (1959) - Experimentation at high pressures and temperatures. - Carnegie Instn. Washington, Year Book, 58, pp. 82-89.
- EUGSTER H.P. and WONES D.R. (1958) - Phases relations of hydrous silicates with intermediate Mg/Fe ratios. - Carnegie Instn. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 57, pp. 193.
- FONTBOTE J.M. et GUITARD G. (1958) - Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. - Bull. Soc. Geol. Fr., 8, pp. 884.
- FRANCOIS J. (1841) - Aperçu sur la géologie de l'Ariège. - Ann. Agr. Litt. et Industr. Ariège, 9, pp. 125-150.
- GREIG J.W., SHEPHERD E.S., MERWIN H.E. (1931) - Melting temperature of granite and basalt. Carnegie Instn. Washington, Yearbook, 30, pp. 75-78.
- GUITARD G. (1960) - Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales. - Bull. Soc. géol. Fr., série 7, 2, pp. 862-887.
- GUITARD G. et FONTEILLES M. (1968) - L'effet de socle dans le métamorphisme. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 91, pp. 185-206.
- GUITARD G. et LAFFITE P. (1956) - Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales. C. R. Acad. Sci., Fr., 242, pp. 2749-2752.
- HELLNER E. et EULER R. (1957) - Über ein geologisches Thermometer auf Grund von Untersuchungen an Biotiten. - Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 12, pp. 47-56.
- KENNEDY G.C. (1955) - Some aspects of the role of water in rock melts. - Geol. Soc. Amer. Special paper, 62, pp. 489-504.
- KRETZ R. (1964) - Analysis of equilibrium in garnet-biotite-sillimanite gneisses from Quebec. - J. Petrol., G.B., 5, pp. 1-20.

- KUNO H. (1950) - Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. - Geol. Soc. Amer. Bull., 61, pp. 957-1020.
- LA ROCHE (de) H. (1965) - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. - Geol. Rdsch., Dtsch., 55, pp. 274-301.
- MATTAUER M., DALMAYRAC B., LAUBACHER G. et VIDAL J.C. (1957) - Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la Chaîne hercynienne : le "synclinal" paléozoïque de Villefranche de Conflent (P.O.). - C.R. Acad. Sci., Fr., 265, pp. 1361-1364.
- MOINE B. (1971) - Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région d'Ambatofinandrahana). Thèse, Nancy, 264 p.
- MOORBATH S. (1965) - Isotopic dating of metamorphic rocks. - In : controles of metamorphism, W.S. Pitcher and G.W. Flinn editors, Oliver and Boyd Edinburg, pp. 235-267.
- MUSSY M. (1870) - Texte explicatif de la carte géologique et minéralogique de l'Ariège. - Foix, 275 p.
- NOCKOLDS S.R. (1959) - Average chemical compositions of some igneous rocks. - Geol. Soc. Amer. Bull., 65, pp. 1007-32.
- NOCKOLDS S.R. et MITCHELL R.L. (1948) - The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks : a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. - Trans. Roy. Soc. Edinburg, 61, p. 533.
- ORVILLE P.M. (1963) - Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. - Amer. J. Sci., 261, pp. 201-37.
- OSBORN E.F. (1963) - Some experimental investigations bearing on the origin of igneous magmas of the earth's crust. - Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada, Esp., fasc. 19, pp. 1-7.
- PELISSONNIER H. (1956) - Caractère syngénétique du manganèse des Htes Pyrénées Symposium del Manganeso. - XXe Congr. Internat. Geol., Mexico, 5, pp. 175-95.
- RAGUIN E. (1938) - Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. - Bull. Soc. Géol. Fr., série 5, 8, pp. 11-36.
- SITTER L.U. (de) (1954) - Note provisoire sur la géologie primaire des Pyrénées Ariégeoises et Garonnaises. - Leidse Geol. Meded., 8, pp. 292.
- TAYLOR S.R. (1965) - The application of trace element data to problems in petrology. - Phys. Chem. Earth, 6, pp. 133-213.

- YODER H.S. Jr. (1958) - Effect of water on the melting of silicates. - Carnegie Instn. Washington, Yearbook, 57, pp. 189-91.
- YODER H.S., STEWART D.B. and SMITH J.R. (1957) - Ternary feldspars. Carnegie Instn. Washington, Ann. Rep. Geophys. Lab., 56, pp. 206-214.
- ZWART H.J. (1960) - The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrénées. - Geol. Rdsch., Dtsch, 50, pp. 203-218.

ERRATUM

- Numérotation des tableaux : à partir du tableau XXIII erreur de X, lire XXIV au lieu de XIV, etc.
- p. 18, dernier §, ligne 3, lire : une puissance de 1 m.
- p. 25, 2ème §, ligne 2, lire : et des zones corticales.
- p. 30, 2ème §, ligne 14, supprimer : un ordre de cristallisation approximatif.
- p. 31, 1er §, ligne 3, lire : les différents faciès de diorites.
- p. 38, 5ème §, ligne 9, lire : dans des conditions vraisemblablement magmatiques.
- p. 46, 1er §, ligne 1, lire : les différents types.
- p. 47, 2ème §, ligne 5, lire : et au col de Carcanières.
- p. 49, 2ème §, lignes 7-8, lire : moins fréquemment en phénocristaux.
- p. 61, 4ème §, ligne 6, lire : $2 VN_p$ varie de 68 à 72°.
- p. 66, 4ème §, ligne 4, lire : diagramme Q + A - FM - P.
- p. 80, 5ème §, ligne 6, lire : la famille de l'hastingsite.
- p. 81, 6ème §, le plagioclase, ligne 6, lire : les macles de la péricline.
- p. 91, 1ère ligne, supprimer : bien.
- p. 93, 5ème §, ligne 4, lire : des compositions des différents minéraux.
- p. 104, 1er §, ligne 27, lire : principalement représentés par de l'ilménite.
- p. 104, 2ème §, ligne 11, lire : au contact des réseaux tonalitiques.
- p. 126, tableau XV, teneur en Na_2O de S619, lire : 3.50.
- p. 129, 1er §, lignes 4-5, lire : par la chute rapide.
- p. 133, 3ème §, ligne 13, lire : si les granodiorites se localisent.
- p. 138, fig. 34, légende des granitoïdes septentrionaux, lire : *granodiorites.
- p. 142, dernier §, lignes 10-11, lire : net excès en silice et potassium.
- p. 144, tableau XXIII, microgranites à biotite, nombre d'échantillons sélectionnés, lire : 6.
- p. 145, 1er §, ligne 2, lire : (tableau XXIII).
- p. 167, 2ème §, ligne 10, lire : des diorites et des trondhjémites.
- p. 173, dernier §, lignes 2 et 4, lire : $2 VN_p$.
- p. 176, tableau XXVIII, % An plagioclase S 626, lire : 24.6.

- p. 179, dernier §, ligne 1, lire : et la densité des différents.
- p. 182, 1er §, ligne 2, lire : des feldspaths alcalins.
- p. 182, fig. 51, axe des abscisses, lire : $\Delta 2\theta$ ($\bar{2}01$ Feldspath).
- p. 183, 3ème §, ligne 4, lire : $02\bar{2}$ de ce minéral.
- p. 192, légende fig. 54, ligne 4, lire : contrôlée par l'association magnétite-silice-fayalite.
- p. 197, 2ème §, ligne 1, lire : La cristallisation du gabbro quartzifère.
- p. 204, 3ème §, ligne 2, lire : (et du granite de Quérigut).
- p. 219, 1er §, lignes 6-7, lire : pas représentatif de l'âge des roches.
- p. 219, 2ème §, ligne 4, lire : les granites en A et les roches gabbro-dioritiques en B.
- p. 225, 2ème §, lignes 4-5, lire : des formations ultrabasiques associées.
- p. 231, 1er §, ligne 13, lire : entre les basaltes tholéitiques.
- p. 232, 5ème §, ligne 4, lire : basanite-essexite.
- p. 237, 6ème §, lire (FR. KARNER, 1968).
- p. 242, 4ème §, ligne 4, lire : B.G.J. UPTON et J.B. WRIGHT (1961).
- p. 242, 7ème §, ligne 3, lire : P.E. HOTZ (1953).
- p. 246, 4ème §, lignes 15-16, lire : déficitaires en soude vis à vis des leptynolites.
- p. 248, 4ème §, ligne 5, lire : formation sédimentaire connue dans les Pyrénées.
- p. 263, en haut de page, titre omis : III - Caractères géochimiques.
- p. 271, 2ème §, ligne 18, lire : et le grenat est demeuré stable.
- p. 272, 3ème §, ligne 1, lire : Autre fait important à signaler.
- p. 276, dernière ligne, lire : de la vallée du Galbe.
- p. 277, 2ème §, ligne 4, lire : Nord de la vallée du Galbe.
- p. 282, 1er §, lire : en comparant les normes.
- p. 292, 5ème §, lignes 2-3, lire : ou, à la rigueur, périnanatectiques.

Légendes des planches photographiques :

Planche III, 3, ligne 1, lire : matrice d'enclaves basiques.

Planche IV, 6, ligne 2, lire : (de 1 cm de puissance).

Planche V, 1, ligne 3, lire : hornblende très dominante.

Planche V, 5, lignes 1-2, lire : dans une matrice tonalitique.
Planche X, 5, ligne 1, lire : dans une tonalite méridionale.
Planche X, 6, ligne 1, lire : plage polycristalline (synneusis).
Planche XI, 4, ligne 1, lire : Phénocrystal de plagioclase d'une tonalite.
Planche XII, 5, ligne 2, lire : phénocristaux maclés Carlsbad.
Planche XIII, 6, ligne 1, lire : à coeur décoloré.

Bibliographie

- p. I, dernière référence, ligne 2, lire : on rock slabs.
- p. II, avant dernière référence, ligne 1, lire : Coefficient de partage du rubidium.
- p. VI, avant dernière référence, ligne 1, lire : composition of the triotaedral.
- p. VIII, 10e référence, ligne 2, lire : Donegal, Ireland.
- p. IX, 8ème référence, ligne 1, lire : Stability of metamorphic amphiboles.
- p. XIII, dernière référence, ligne 1, lire : A new method of plotting.
- p. XIV, 10e référence, lire : PARSONS I (1965).
- p. XVI, 3ème référence, ligne 1, lire : with special emphasis.
- p. XVI, 8ème référence, lire : ROMEU (de) A (1907).

SCIENCES DE LA TERRE

ANNALES DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE ET DE PROSPECTION MINIÈRE
DU CENTRE DE RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES (C.N.R.S.)
ET DES LABORATOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ - NANCY (FRANCE)

Editées par la

FONDATION SCIENTIFIQUE DE LA GÉOLOGIE ET DE SES APPLICATIONS

94, Avenue de Lattre de Tassigny - 54000 NANCY (France)

SÉRIE " MÉMOIRES "

Depuis 1962, la Fondation Scientifique de la Géologie et de ses Applications édite, à côté de la *Revue périodique* Sciences de la Terre, une série « *Mémoires* » dont chaque numéro est consacré à un seul sujet. Un numéro hors-série a paru en 1955, avant la création définitive de cette série.

La publication de ces Mémoires n'est soumise à aucune périodicité. La vente se fait au numéro, sur commande particulière, ou de façon régulière et automatique, sur ordre d'achat permanent résiliable à tout moment.

-
- Numéro Hors-Série (1955). — Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques 30 F
Compte rendu du 68^e Colloque International du C. N. R. S. (Nancy, 4-11 septembre 1955), formant 1 volume in-4° de 312 pages, illustré de 63 figures et de 12 planches hors-texte.
- N° 1 (octobre 1962) : JURAIN (G.). — Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'Uranium-Radium et du Thorium dans les Vosges méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'Uranium 30 F
1 volume in-4° de 350 pages, avec 88 figures, 85 tableaux, 21 planches et une carte hors-texte.
- N° 2 (décembre 1962) : SALEEB-ROUFAIEL (G.S.). — Contribution à l'étude du gisement ferrifère de Diélette (Manche) 20 F
1 volume in-4° de 184 pages, avec 45 figures, 14 tableaux et 10 planches.
- N° 3 (novembre 1963) : DURAND (G.). — Etude des âges des minéralisations uranifères du gisement du Limouzat — Massif des Bois-Noirs 15 F
1 volume in-4° de 84 pages, avec 18 figures et 4 graphiques.
- N° 4 (novembre 1963) : FABRIÈS (J.). — Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la Province de Séville (Espagne) — Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques 30 F
1 volume in-4° de 270 pages, avec 72 figures, 50 tableaux, 5 planches et 1 carte hors-texte.
- N° 5 (mai 1964) : PHAM-VAN-NGOC. — Technique nouvelle de prospection gravimétrique par mesure directe des dérivées secondes verticales de l'intensité de la pesanteur 25 F
1 volume in-4° de 192 pages, avec 92 figures et 21 tableaux.
- N° 6 (mars 1965) : ABERDAM (D.). — Utilisation de la microscopie électronique pour l'étude des feldspaths — Observations sur des micropertithites 25 F
1 volume in-4° de 76 pages, avec 37 figures, tableaux et 20 planches hors-texte.
- N° 7 (octobre 1965) : HOUOT (R.). — Contribution à l'étude de la flottation de la wolframite 20 F
1 volume in-4° de 96 pages, avec 43 figures et 17 tableaux.

N° 8 (mars 1967) : BEAUDOUIN (P.). — La flottation des silicates. Contribution à l'étude de la flottation du béryl	15	F
1 volume in-4° de 62 pages, avec 39 figures et 10 tableaux.		
N° 9 (avril 1967) : SAMAMA (J.-C.). — Exemples d'utilisation de méthodes géophysiques et géochimiques en vue de la détection des gisements stratiformes enfouis (Bordure sous-cévenole ardéchoise)	20	F
1 volume in-4° de 88 pages, avec 29 figures et 7 tableaux.		
N° 10 (décembre 1967) : REMY (J.-M.). — Etude géologique et volcanologique du Sud-Est de l'Amador en Ahaggar (Sahara Central)	55	F
1 volume in-4° de 192 pages, avec 66 figures, 6 tableaux et 16 planches hors-texte.		
N° 11 (avril 1968) : LEUTWEIN (F.). — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricaire	30	F
1 volume in-4° de 84 pages, avec 8 figures, 6 tableaux et 1 carte hors-texte.		
N° 12 (mai 1968) : BERNARD (A.) et SAMAMA (J.-C.). — Première contribution à l'étude sédimentologique et géochimique du Trias ardéchois	30	F
1 volume in-4° de 106 pages, avec 37 figures, 11 tableaux et 5 planches.		
N° 13 (juin 1968) : CASES (J. M.). — Les phénomènes physico-chimiques à l'interface. Application au procédé de la flottation	30	F
1 volume in-4° de 120 pages, avec 50 figures et 19 tableaux.		
N° 14 (mai 1969) : LELONG (F.). — Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)	40	F
1 volume in-4° de 188 pages, avec 24 figures, 28 tableaux et 4 planches hors-texte.		
N° 15 (juin 1969) : — La géologie de l'uranium dans le Massif granitique de Saint-Sylvestre (Limousin - Massif Central français)	31	F
1 volume in-4° de 214 pages, avec 65 planches et figures, 16 tableaux et 2 cartes hors-texte.		
N° 16 (septembre 1969) : MARÉCHAL (B.). — Contribution à l'étude de la fragmentation quasi-autogène en voie sèche	35	F
1 volume in-4° de 158 pages, avec 103 figures et 35 tableaux.		
N° 17 (décembre 1969) : POTY (B.). — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc	40	F
1 volume in-4° de 162 pages, avec 39 figures, 28 tableaux et 10 planches hors-texte.		
N° 18 (décembre 1970) : LEYMARIE (P.). — Contribution aux méthodes d'acquisition, de représentation et de traitement de l'information en géologie	50	F
1 volume in-4° de 170 pages, avec 45 figures et 10 tableaux.		
N° 19 (janvier 1971) : RANCHIN (G.). — La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin	46	F
1 volume in-4° de 394 pages, avec 39 figures, 60 tableaux, 14 planches et 1 carte h.-t.		
N° 20 (octobre 1971) : ROBLOT (M.-M.). — Etudes roches silico-carbonées du Précambrien Armoricaire	80	F
1 volume in-4° de 322 pages, avec 62 figures, 23 tableaux et 14 planches.		
N° 21 (décembre 1971) : LAUGIER (R.). — Le Lias inférieur et moyen du Nord-Est de la France	80	F
1 volume in-4° de 300 pages, avec 85 + 113 figures, 12 tableaux et 9 planches dont 3 h.-t.		
N° 22 (mars 1972) : ZIMMERMANN (J.-L.). — L'eau et les gaz dans les principales familles de silicates. Contribution à l'étude de leur mode de répartition. Applications aux problèmes de la géochronologie et de la pétrogenèse	50	F
1 volume in 4° de 188 pages, avec 64 figures et 58 tableaux.		
N° 23 (mai 1972) : LETERRIER (J.). — Etude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège)	40	F
1 volume in-4° de VII + 292 + XXI pages, avec 78 figures, 54 tableaux, 20 planches et 1 carte géologique hors-texte.		

